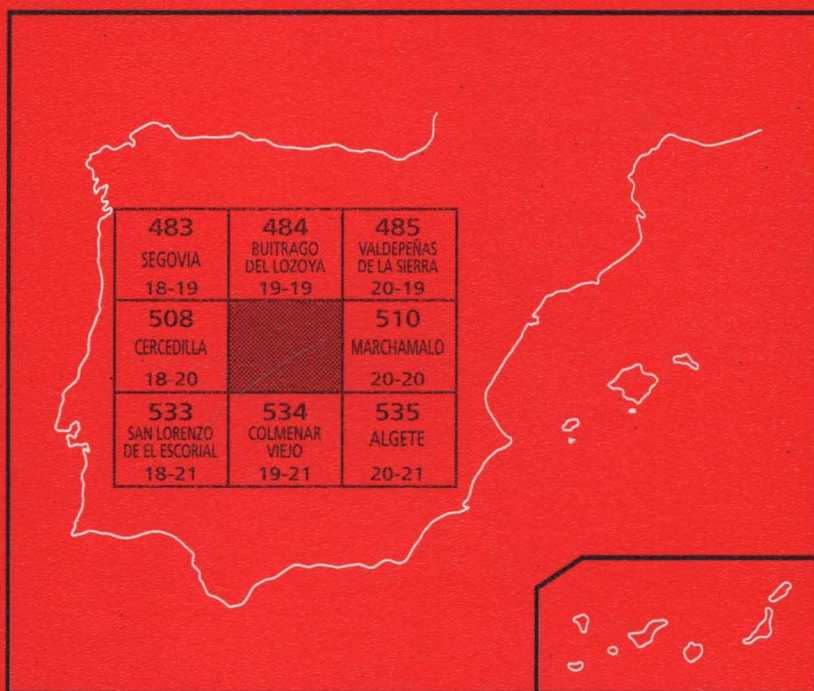




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



TORRELAGUNA



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

TORRELAGUNA

Segunda serie. Primera edición 1990
Reimpresión 1995

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por dos equipos pertenecientes a la Agrupación de Empresas EGEO, S. A. - GEOPRIN, S. A., y al Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid, en el marco del convenio establecido entre el ITGE y la Universidad Complutense.

Han intervenido en la realización los siguientes autores.

Mapa Geológico:

- Mesozoico, Terciario y Cuaternario: J. Martínez-Salanova (EGEO, S. A.) y A. del Olmo Sanz (EGEO S. A.).
- Rocas metamórficas e ígneas: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, S. A.), C. Casquet (U.C.M.), F. González Lodeiro (Univ. Granada), L.M. Martín Parra (EGEO S. A.) y M. Navidad (U.C.M.).

Memoria:

- Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica: L. M. Martín Parra, J. Martínez-Salanova y A. del Olmo Sanz.
- Petrología: C. Casquet, M. Navidad y E. Ibarrola.
- Tectónica: Hercínica, L. M. Martín Parra; Tardihercínica y Alpina, R. Capote (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: T. Bardají (U.C.M.), J. de Dios Centeno (U.C.M.), P. Fernández (U.C.M.) y J. Pedraza (U.C.M.).
- Geología Económica: A. Merlo (GEOPRIN, S.A.).
- Petrografía: C. Casquet, M. Navidad, M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.).

Asesoría en Geología Estructural:

- Tectónica Hercínica: F. González Lodeiro.
- Tectónica Tardihercínica y Alpina: R. Capote, J. M. González Casado y G. de Vicente.

Asesoría en Sedimentología:

- A. Alonso Millán (U.C.M.) y M. Díaz Molina (U.C.M.).

Mapa Geomorfológico:

- T. Bardají (U.C.M.), J. de Dios Centeno (U.C.M.), P. Fernández (U.C.M.) y J. Pedraza (U.C.M.).

Paleontología:

- N. López Martínez (U.C.M.) y J. Esteban Aenlle (U.C.M.).

Dirección y Supervisión del ITGE

- A. Pérez González, C. Ruiz García y L. R. Rodríguez Fernández.

© Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
Imprime: Gráficas Chile, S.A.L. - Chile 27
ISBN: 84-7840-234-9
Depósito Legal: M-25261-1995
NIPO: 241-95-015-2

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCION	7
1.1. Situación geográfica	7
1.2. Antecedentes	7
1.3. Encuadre geológico	11
1.4. Metodología seguida en la confección de la Hoja	14
2. ESTRATIGRAFIA	16
2.1. Rocas ígneas prehercínicas	16
2.1.1. Ortoneises bandeados con glándulas esporádicas (13)	16
2.1.2. Ortoneises glandulares mesócratos (12)	17
2.1.3. Leuconeises	17
2.1.3.1. Tipos glandulares (ortoneises glandulares metagraní- ticos) (14)	17
2.1.3.2. Tipos aplitoides y pegmatoides (14a)	18
2.1.4. Ortoanfíbolitas	19
2.2. Rocas metamórficas paraderivadas (15 y 16)	19
2.3. Depósitos mesozoicos y cenozoicos	20
2.3.1. Cretácico Superior	20
2.3.1.1. Arenas, gravas y arcillas compactadas y con cementa- ción silíceas (19)	20
2.3.1.2. Arenas pardas, arcillas y dolomías (20)	21
2.3.1.3. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (21)	23
2.3.1.4. Dolomías rojas y arcillas (22)	24
2.3.1.5. Dolomías tableadas, margas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar» (23)	25
2.3.1.6. Formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno» (24 y 25)	27

	<u>Páginas</u>
2.3.1.6.1. Areniscas con cemento dolomítico. Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (24)	27
2.3.1.6.2. Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo» (25)	28
2.3.1.7. Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas del Valle de Tabladillo» (26)	29
2.3.1.8. Arcillas rojas, arenas y yesos (27). Yesos laminares (28).	30
2.3.2. Terciario	31
2.3.2.1. Sedimentos paleógenos	31
2.3.2.1.1. Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (29)	32
2.3.2.1.2. Conglomerados de cantos polimícticos y yesos detríticos (30)	32
2.3.2.1.3. Arenas, limos y arcillas (32)	33
2.3.2.1.4. Yesos laminares (31)	34
2.3.2.1.5. Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (33)	34
2.3.2.2. Sedimentos neógenos	34
2.3.2.2.1. Bloques y cantos (36)	35
2.3.2.2.2. Cantos y arenas (35)	37
2.3.2.2.3. Arenas (34)	37
2.3.3. Cuaternario	38
2.3.3.1. Limos negros y arenas (37)	38
2.3.3.2. Gravas y arenas (38)	38
2.3.3.3. Arenas, limos y cantos (Glacis) (39)	38
2.3.3.4. Bloques, cantos y arenas (conos de deyección)	38
2.3.3.5. Gravas, arenas y limos (Terrazas) (41, 42 y 43)	39
2.3.3.6. Arenas, cantos y limos (Coluviones) (44)	39
2.3.3.7. Arenas, limos y gravas (Aluviales, Fondos de Valles) (45).	39
2.3.3.8. Limos, arenas y turberas (Fondos de Navas) (46) ..	39
3. PETROLOGIA	39
3.1. Descripción de los materiales	39
3.1.1. Metasedimentos	39
3.1.1.1. Metasedimentos de la zona Colmenar Viejo-Soto del Real	40
3.1.1.2. Metasedimentos del sector oriental «El Vellón-Pedrezuela»	44
3.1.2. Rocas ígneas prehercínicas	47
3.1.3. Rocas ígneas hercínicas	55
3.1.3.1. Rocas plutónicas	55
3.1.4. Rocas filonianas	64
3.2. Características del metamorfismo	67

	<u>Páginas</u>
3.2.1. Metamorfismo regional	67
3.2.2. Metamorfismo de contacto	70
3.2.2.1. Metamorfismo de contacto asociado al Macizo Gránico de La Cabrera	70
3.2.2.2. Metamorfismo de contacto asociado a la intrusión granítica de El Molar	71
3.3. Geoquímica	71
3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas	71
3.3.2. Neises mesocratos-melanocratos	72
3.3.3. Ortoanfíbolitas	72
3.3.4. Ortoneises glandulares	76
3.3.5. Leuconeises	77
3.3.6. Granitoides hercínicos	78
4. TECTONICA	83
4.1. Orogenia hercínica	83
4.1.1. Primera fase de deformación (D1)	83
4.1.2. Segunda fase de deformación (D2)	84
4.1.3. Tercera fase de deformación (D3)	88
4.1.4. Cuarta fase de deformación (D4)	88
4.1.5. Tardihercínico	89
4.2. Fracturación alpina	90
5. GEOMORFOLOGIA	95
5.1. Características geomorfológicas generales	95
5.1.1. Las superficies de erosión	96
5.1.2. El modelado de detalle	97
5.2. El sistema cartográfico	98
5.3. Descripción de las unidades	99
5.3.1. Superficie tipo penillanura en cumbres	99
5.3.2. Superficie tipo penillanura en paramera	99
5.3.3. Escarpes de articulación formando laderas	99
5.3.4. Depresiones interiores formando piedemontes/corredores ...	100
5.3.5. Superficies tipo pediment formando rampa	100
5.3.6. Relieves estructurales	101
5.3.7. Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subactual de las otras unidades	101
5.3.8. Sistema de aterrazamiento fluvial (Jarama-Guadalix)	102
5.4. Descripción de los elementos	102
5.4.1. Elementos asociados a las superficies de erosión	102
5.4.1.1. Residuos de superficies bien conservados en depresiones	102
5.4.1.2. Restos de superficie bien conservados en pediment inferior	103

	<i>Páginas</i>
5.4.1.3. Superficie degradada	103
5.4.1.4. Relieves residuales	103
5.4.1.5. Hombresas	103
5.4.1.6. Rellanos articulados	104
5.4.2. Escarpes	104
5.4.2.1. Escarpe de articulación entre unidades	104
5.4.2.2. Escarpes de encajamiento fluvial	104
5.4.3. Elementos fluviales y de procesos asociados	104
5.4.3.1. Rellanos articulados en vertientes con perfil de glacis	105
5.4.3.2. Glacis	105
5.4.3.3. Acarcavamientos y <i>badlands</i>	105
5.4.3.4. Formas de incisión producidas por canales	106
5.4.3.5. Fondos de valle y terrazas	106
5.4.3.6. Navas	107
5.4.3.7. Conos fluviales	107
5.4.4. Elementos generados por procesos gravitacionales y fenóme- nos asociados	107
5.4.4.1. Coluviones	107
5.4.4.2. Canchales	108
5.4.5. Relieves estructurales	108
5.5. Alteraciones del sustrato	108
6. HISTORIA GEOLOGICA	108
7. GEOLOGIA ECONOMICA	116
7.1. Minería y canteras	116
7.2. Hidrogeología	119
8. BIBLIOGRAFIA	121
INDICE DE TABLAS	
Tabla 1	72
Tabla 2	76
Tabla 3	78
Tabla 4	79

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Torrelaguna se sitúa en la vertiente S del sector oriental de la Sierra de Guadarrama, que junto con la sierra de San Pedro, al S de ésta, ocupa la mayor parte de la extensión de la misma. En sus sectores E y Se ocupa también parte del borde N de la sumeseta Castellano-Manchega (fig. 1).

La cota más alta de la Hoja se encuentra en las estribaciones de la Sierra de Guadarrama: Cerro de Najarra (2.106 m). Al SE de ésta, y separada por la depresión de Guadalix, se encuentra la Sierra de San Pedro, cuya máxima cota es de 1.422 m (Cerro de San Pedro). Otro relieve característico es el Cerro de Cabeza Illescas (1.133 m), situado en el sector SE de la Hoja, al S del embalse de Santillana.

El punto más bajo de la Hoja se encuentra en el sector SE de la misma, donde el río Jarama la abandona, con 610 m, estando la cota media comprendida entre 800 y 900 m.

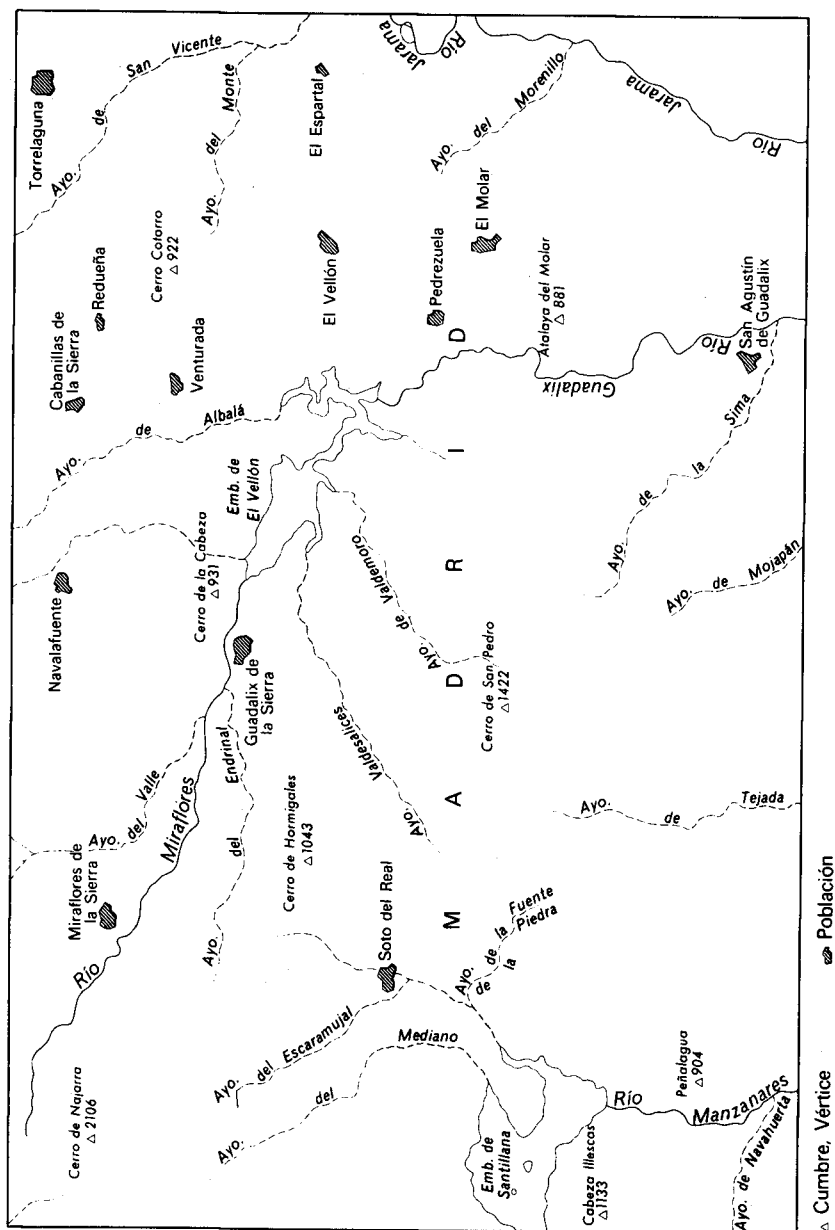
En el centro de la Hoja se encuentra la depresión de Guadalix, de forma alargada según una dirección ENE-OSO.

Los ríos más importantes son el Jarama, el Guadalix, con su afluente Miraflores, y el Manzanares. Tanto este último como el río Guadalix son afluentes del Jarama. Toda la Hoja pertenece, pues, a la cuenca hidrográfica del Tajo.

Toda su extensión corresponde a la provincia de Madrid, siendo sus poblaciones más importantes Torrelaguna, Miraflores de la Sierra, Guadalix de la Sierra, El Molar, San Agustín de Guadalix y Soto del Real.

1.2. ANTECEDENTES

La revisión más actualizada, aunque esquemática, del conocimiento geológico del Sistema Central español se encuentra en el trabajo de BELLIDO *et al.* (1981), realizado con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Anteriormente BARD *et al.* (1970)



trazan los ragos más generales de esta región. Por su parte, CAPOTE y VEGAS (1968) se ocupan de los afloramientos metamórficos de la provincia de Avila, definiéndolos y haciendo una revisión sistemática, aunque sucinta, de ellos.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios es tratada conjuntamente para todo el Sistema Central o para amplios sectores de éste en los trabajos de CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (1977) y FERNANDEZ CASALS (1985).

Los trabajos más importantes, que también de un modo más o menos general, estudian la tectónica, son los de CAPOTE *et al.* (1981), UBANELL (1981), CAPOTE *et al.* (1982) y CAPOTE (1983, 1985).

El primer trabajo general sobre los granitoides es el de APARICIO *et al.* (1975), al cual acompaña un mapa especialmente dedicado a los granitos de la Sierra de Guadarrama.

Los trabajos de BARRERA *et al.* (1981), fundamentalmente geoquímico, el de APARICIO *et al.* (1983) y finalmente el de BRANDEBOURGER (1983), también se ocupan del estudio sistemático de los granitos. Por último, VILLASECA (1985) realiza una revisión breve del conocimiento actual sobre ellos y apunta una interpretación petrogenética para los mismos.

Los ortoneises glandulares han sido estudiados de manera global en los trabajos de NAVI-DAD (1978, 1979) y PEINADO (1985).

La disposición y emplazamiento relativo de las rocas filonianas ha sido estudiado por UBANELL (1981).

Los datos geocronológicos hasta este momento son escasos y plantean a veces problemas de interpretación o correlación. Todos ellos son de rocas ígneas hercínicas o antehercínicas. Los trabajos en los que se encuentran estos datos son los de MENDES *et al.* (1972), VIALETTE *et al.* (1986), SERRANO PINTO *et al.* (1988), SERRANO PINTO y GIL IBARGUCHI (en prensa), IBARROLA *et al.* (en prensa) y BISCHÖFF *et al.* (en prensa).

El metamorfismo fue estudiado de modo general por primera vez por HEIM (1952). También se puede citar el trabajo de WAARD (1950) sobre las migmatitas de la Sierra de Guadarrama. En los trabajos de FUSTER *et al.* (1974), LOPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET y NAVIDAD (1985) se aborda de manera global el metamorfismo. Conviene citar también el trabajo de KILMURRAY (1978), que aúne sobre un problema muy concreto como es la presencia de distena, abarca un amplio sector del Sistema Central.

En relación más directa con el área ocupada por esta Hoja está la antigua Hoja de Torrelaguna de la 1.^a Serie del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000 realizada por FUSTER y FEBREL (1959). Por otra parte, el macizo de San Pedro es estudiado por OCHOA (1976) en su Tesis Doctoral, siendo posteriormente estudiado por GONZALEZ DEL TANAGO (1981) y GONZALEZ DEL TANAGO y BELLIDO (1981) desde el punto de vista de los granitos de dos micas y del cortejo pegmatítico asociado.

El macizo metamórfico de El Vellón-Pedrezuela ha sido estudiado, desde el punto de vista estructural, por BABIN (1971), DELGADO (1986), el cual realiza su Tesis de Licenciatura sobre el mismo, y DELGADO CAPOTE (1988). Sobre la petrogénesis de los materiales metamórficos y plutónicos que lo componen centra su Tesis de Licenciatura LOPEZ RAMOS

(1980). Asimismo, LOPEZ RAMOS y NAVIDAD (1981) y NAVIDAD y LOPEZ RAMOS (1981) estudian el metamorfismo de este sector y las características de los ortogneises en él representados. Recientemente GONZALEZ LODEIRO *et al.* (en prensa) estudian la estructura y el metamorfismo de este macizo.

Los macizos graníticos situados en el sector N de la Hoja han sido estudiados por TINAO (1976) en su Tesis de Licenciatura y BELLIDO (1979) en su Tesis Doctoral.

Los antecedentes bibliográficos sobre el Cretácico del borde S del Sistema Central son muy escasos; sin embargo, su presencia se reconoce desde el siglo pasado. Ya en el trabajo clásico de DEL PRADO (1864), sobre la geología de la provincia de Madrid, se llega incluso a dar listas de invertebrados marinos fósiles encontrados en Redueña y El Vellón, dentro del ámbito de la Hoja.

BIROT y SOLE (1954) en su estudio geomorfológico del Sistema Central tratan también los sedimentos cretácicos de sus bordes, realizan algún análisis sedimentológico de la base detrítica y, aunque no detallan su estratigrafía, realizan, entre otros, un corte esquemático de la disposición del Cretácico en San Agustín de Guadalix y otro en Colmenar Viejo, al S de esta Hoja.

La primera cartografía detallada del Cretácico es la de FUSTER y FEBREL (1959), en la primera edición geológica de la Hoja de Torrelaguna, en la que diferencian dos unidades. A la unidad inferior, detrítica, le asignan una edad Albense, y a la superior, fundamentalmente carbonatada, la datan tentativamente como Cenomanense. Su tránsito al Terciario es considerado concordante.

ARIAS (1969), en un trabajo principalmente petrológico, estudia la estratigrafía del Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra, realizando diversos cortes geológicos y una detallada cartografía de este área, separando diferentes tramos litológicos.

NODAL y AGUEDA (1976) realizan una síntesis cartográfica y sedimentológica que comprende el Cretácico de la mitad E de la Hoja, haciendo un especial análisis de su tránsito al Terciario, que consideran gradual.

CORCHON (1976), en su estudio de la hidrogeología del Cretácico de toda la región, realiza una descripción estratigráfica del mismo.

La presencia de niveles con restos vegetales fósiles en el Cretácico de la zona ha dado lugar a estudios de carácter paleontológico. En el área de Guadalix de la Sierra se sitúan los de ALVAREZ RAMIS *et al.* (1984 a), GOMEZ PORTER (1984) y ALVAREZ RAMIS y GOMEZ PORTER (1986). En la vecina Hoja de Buitrago del Lozoya (19-19), y muy próximos a la Hoja que nos ocupa, hay asimismo diversos trabajos sobre la flora fósil del Cretácico, como los de MENENDEZ AMOR (1952) o ALVAREZ RAMIS *et al.* (1984 b).

ALONSO y MAS (1982) realizan un análisis de las sucesiones cretácicas al S del Sistema Central, correlacionándolas con el Cretácico de Segovia, estudiado en detalle por ALONSO (1981). Mantienen las unidades litoestratigráficas definidas formalmente por ALONSO *et al.* (1982), para el borde N de la Sierra, y que serán asimismo utilizadas en la confección de esta Hoja.

El estudio del Terciario ha sido abordado por escasos autores, incluso a nivel regional, si nos referimos a las facies marginales de la Cuenca del Tajo.

El primer trabajo a reseñar es el clásico de PRADO (1864), sobre la geología de la provincia de Madrid. Con posterioridad otros autores se han referido al Terciario de esta zona, no siempre incluyendo el presente en el área de la Hoja, y en ocasiones tratado de forma indirecta. Son destacables los primeros estudios de HERNANDEZ-PACHECO (1923, 1932) o BIROT y SOLE (1954).

FUSTER y FEBREL realizan en 1958 la primera cartografía detallada del Terciario de esta Hoja.

Otros autores han analizado las facies marginales de la Cuenca del Tajo, pero casi siempre desde un punto de vista regional: ASENSIO (1960, 1965, 1967), HERNANDEZ-PACHECO (1962), LOPEZ-VERA (1977), LAZARO (1977), VAUDOUR (1977), GARZON *et al.* (1982), PORTERO y OLIVE (1983), JUNCO y CALVO (1983), CABRA *et al.* (1983), MEGIAS *et al.* (1983), PORTERO y AZNAR (1984), AGUILAR y PORTERO (1984), HOYOS *et al.* (1985) y RACERO (1988).

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

Los materiales que componen la Hoja se agrupan en dos conjuntos netamente diferentes. Uno constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Hercínico, de edades precámbrico-paleozoicas, y otro por los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios correspondientes al borde septentrional de la submeseta S (ver esquema estructural de la Hoja).

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que afectan a los materiales precámbricos. Estos se enclavan centro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o también dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (fig. 2). las características estratigráficas más significativas de esta región, según estos autores, son:

— Precámbrico constituido por neises tipo «Ollo de Sapo» y similares y por esquistos y grauvacas (complejo esquisto-grauváquico) en series muy potentes, cuya edad abarcaría en parte el Cámbrico inferior.

— Ordovídico de carácter transgresivo, con conglomerado en la base.

— Silúrico constituido por pizarras negras principalmente con intercalaciones de cuarcitas y en ocasiones calizas y lilitas.

— Devónico inferior poco potente, al igual que el Westfaliense superior y Estefaniense.

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada, en la que la presente Hoja se encontraría en el sector SE de su Dominio Central.

El Dominio Occidental estaría caracterizado por:

— Presencia de series ordovícicas y preordovícicas, predominando las segundas.

- Grado metamórfico variable de alto a bajo, predominando este último.
- Gran extensión de los cuerpos granitoides.

El Dominio Central estaría caracterizado por:

- Afloramiento exclusivo de series preordovícicas.
- Metamorfismo regional intenso.
- Gran extensión de áreas que alcanzan el grado de anatexia.
- Presencia de gran número de granitoides tardihercínicos, más abundantes hacia el O.

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen, a su vez, el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón, siendo sus límites cabalgamientos cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior.

La presente Hoja pertenecería al Complejo de Guadarrama, que se caracteriza por:

- Presencia exclusiva de series preordovícicas, compuestas de paraneises, rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y mármoles, sobre nesis ocelares diversos.
- Metamorfismo regional intenso.
- Menor frecuencia de cuerpos granitoides que en el Complejo situado al O (Complejo de Gredos).
- Estructura interna con pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

A su vez, las rocas hercínicas que afloran en la Hoja se pueden separar esquemáticamente en dos grandes grupos (ver esquema tectónico de la Hoja):

- Rocas metamórficas en grado medio-alto, entre las que se incluyen los ortoneises glandulares.
- Rocas graníticas hercínicas.

El contacto entre las rocas graníticas y las metamórficas suele ser intrusivo, dando lugar a metamorfismos de contacto. En algunos lugares el contacto entre rocas graníticas y metamórficas es por fractura.

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes y a cabalgamientos. A éstas se asocian hasta tres esquistosidades penetrativas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil, provocando pliegues más abiertos, subverticales y fracturación del conjunto.

La disposición de los depósitos cretácicos registrados en las Hoja viene marcada principalmente por las direcciones estructurales alpinas del Sistema Central y por los procesos erosivos y sedimentarios consecuentes del levantamiento. Al erosionarse la cobertera me-

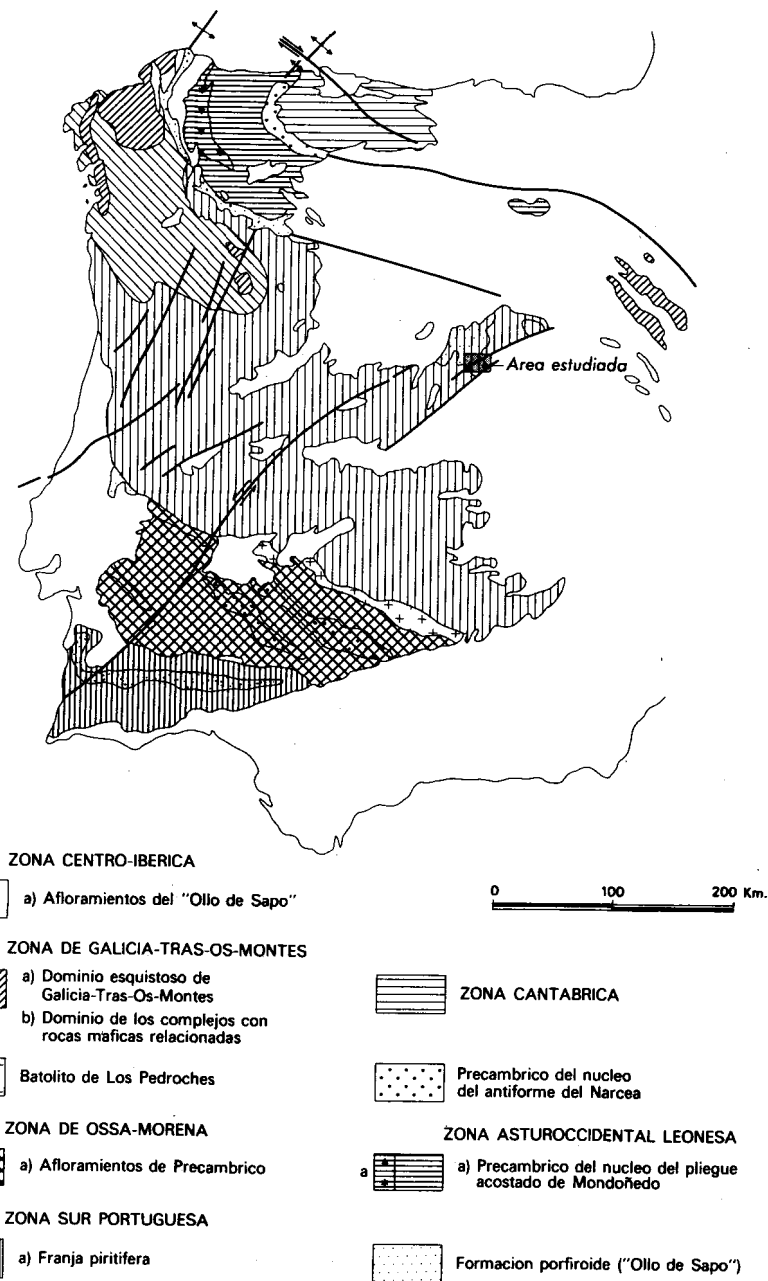


Figura 2. Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1.972) según ARENAS *et al.* (1.988).

sozoica de las áreas que se elevan y al cubrirse por los sedimentos terciarios las zonas relativamente deprimidas, los afloramientos cretácicos se reducen a las bandas adosadas a los materiales ígneos y metamórficos del paleozoico.

Una banda de estas características es la que flanquea en parte el macizo de San Pedro y se extiende por Torrelaguna hacia el NE.

Otra estrecha banda de materiales cretácicos se sitúa entre Guadalix de la Sierra y Soto del Real, con dirección aproximada E-O. Sin embargo, aquí no aparecen los materiales terciarios suprayacentes al estar su borde S afectado por fallas, que limitan en esta zona el N del cerro de San Pedro.

Existen asimismo otros afloramientos relacionados con este estilo tectónico, pero de carácter discontinuo, como son el de Cabanillas de la Sierra o los que prolongan la estructura de Soto del Real por el O. Estos últimos parece estar relacionados tectónicamente con los de Cerceda (Hoja de Cercedilla, 508) y Villalba (Hoja de San Lorenzo del Escorial, 533).

1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA

En la realización de la Hoja han intervenido dos equipos de trabajo: uno, compuesto por geólogos del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid, y otro compuesto por geólogos de la Agrupación de Empresas Geoprín, S. A., y Egeo, S. A. Cada uno de estos equipos ha sido el encargado de la cartografía de las áreas que previamente la definición del proyecto les asignaba (fig. 3). A su vez, el Departamento de Petrología y Geoquímica se ha encargado de sintetizar toda la información petrológica y confeccionar el correspondiente capítulo de la presente memoria, mientras que la Agrupación de Empresas ha sido la responsable de la interpretación tectónica del conjunto y de la realización de los cortes geológicos que se incluyen en la Hoja, así como de la cartografía y estudio de los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios.

Por lo demás, la metodología utilizada se ajusta a la propia del proyecto MAGNA, la cual podemos sintetizar del siguiente modo:

- Una primera etapa de recopilación bibliográfica de la región.
- Una segunda etapa de trabajo de campo, en la que se realiza la cartografía de la Hoja y la recogida sistemática de muestras.
- Una tercera etapa dedicada al análisis de laboratorio de las muestras recogidas y elaboración de las fichas de análisis correspondientes.
- Y una cuarta etapa de elaboración de los datos en gabinete para la confección del Mapa y de la Memoria. La información generada en las etapas anteriores que no queda recogida en estos dos documentos (mapa y memoria), como fotografías, muestras, informes monográficos, mapa de situación de las muestras, etc., se agrupa bajo un tercer epígrafe denominado Documentación Complementaria.

ESQUEMA CARTOGRAFICO

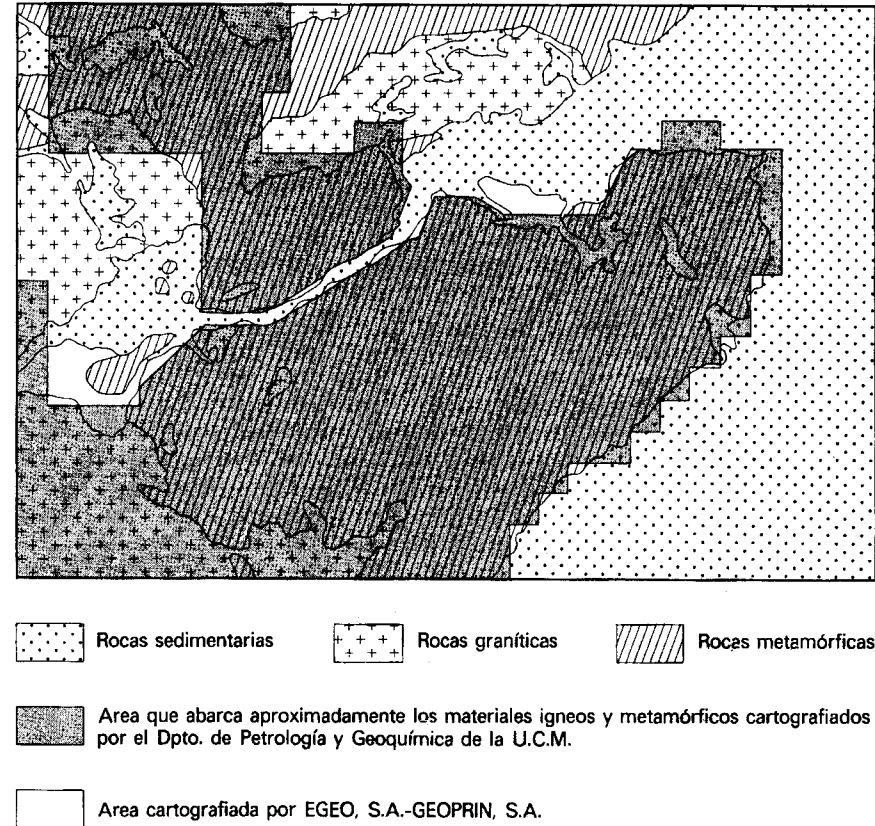


Figura 3

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ROCAS IGNEAS PREHERCINICAS

Son los materiales más ampliamente extendidos en la Hoja, ocupando las áreas del Macizo de San Pedro, Cerro de Hormigales, Cerro de la Najarra, Miraflores-Cabanillas y Macizos de El Vellón y Pedrezuela.

Se pueden distinguir tres tipos principales: Ortoneises bandeados con glándulas esporádicas, ortonaises glandulares mesócratos y leuconaises con facies glandulares y facies aplitoideas (ortonaises glandulares metagraníticos y leuconaises s. s. de otros autores). A pesar del metamorfismo regional de alto grado sufrido por estos materiales, en la mayor parte de la Hoja (salvo en el sector de El Vellón-Pedrezuela, donde es de grado medio) y de la fuerte deformación sufrida en algunos sectores, se pueden observar criterios que avalan el carácter de macizos intrusivos en las series metasedimentarias de estos ortonaises, que posteriormente serían deformados y metamorizados durante la Orogenia Hercínica.

Además de estos tipos de ortonaises se han observado algunos pequeños afloramientos de ortoanfibolitas intercalados tanto en los ortonaises como en los metasedimentos.

2.1.1. Ortoneises bandeados con glándulas esporádicas (13)

Estos neises afloran en el sector N de la Hoja, principalmente entre las localidades de Miraflores y N de Navalafuente.

Su característica principal es la presencia de un bandeo milimétrico, constituido por una alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas de grano medio y bandas micáceas predominantemente biotíticas. Presentan en ocasiones glándulas de feldespato potásico que pueden alcanzar hasta 7 cm, con una distribución muy irregular, predominando los tipos escasamente glandulares, aunque en algunos casos se observan tipos francamente glandulares.

El contacto con los ortonaises glandulares mesócratos parece en algunos sectores un paso gradual.

Se han observado algunos enclaves esporádicos de rocas oscuras de grano fino con aspecto de enclaves microgranudos, así como algún enclave de cuarzo hidrotermal.

En general estos neises presentan una fuerte deformación a veces de carácter milonítico de D2 con desarrollo de una lineación de estiramiento muy marcada y de sombras de presión en torno a los megacrístales de feldespato, que a veces unen a dos individuos. Se han observado también algunos micropliegues intrafoliares de D2. La foliación principal (S2) que presentan está a menudo fuertemente microplegada por D3 y afectada por fases posteriores (D4).

El metamorfismo regional que les afecta es de alto grado, presentando frecuentemente migmatización que da lugar al desarrollo de cuerpos granitoides inhomogéneos de entidad no cartografiable, así como a removilizaciones y recristalizaciones del bandeo.

2.1.2. Ortoneises glandulares mesócratos (12)

Se encuentran representados en diversos sectores de la Hoja (áreas de Soto del Real, N de Cabanillas de la Sierra y Navalafuente y Macizo de San Pedro). En algunos sectores (Macizo de San Pedro) no ha sido posible separarlos de los leuconaises con facies glandulares (ortonaises glandulares metagraníticos), por lo cual están agrupados en la cartografía.

Son rocas de carácter grandular, en general, con una marcada bimodalidad, presentando glándulas gruesas de feldespato potásico, en general superiores a 3 cm, llegando a alcanzar hasta 8 y 12 cm y una población de glándulas entre 0,5 y 2 cm, predominantemente de plagioclasa y en ocasiones de cuarzo.

La matriz es cuarzo-feldespática con abundante biotita, lo que le da tonos oscuros.

Se han observado algunos enclaves tanto metasedimentarios como ígneos (enclaves microgranulares oscuros) que llegan a alcanzar 14 cm.

En la proximidad de bandas de cizalla dúctil de D2 presentan una intensa deformación con desarrollo de una marcada lineación de estiramiento, observándose la presencia de cuarzos y feldespatos acintados, adquiriendo la roca un cierto aspecto bandeo.

En su mayor parte están afectados por un metamorfismo regional de alto grado.

2.1.3. Leuconaises

2.1.3.1. Tipos glandulares (ortonaises glandulares metagraníticos) (14)

Se encuentra extendidos por diversas áreas de la Hoja (NO Macizos de San Pedro, Hormigales, El Vellón y Pedrezuela), aunque solamente se han podido separar cartográficamente en los macizos de El Vellón y Pedrezuela.

Se pueden observar tres facies: Glandulares s.s., bandeados con glándulas y porfídicas. La primera de éstas (glandulares s.s.) es la más abundante. Se caracteriza por una elevada proporción de megacrístales de feldespato bastante homométricos, en general de 2-3 cm, pudiendo alcanzar en ocasiones los 5 cm. También se observan, aunque escasos, grupos o agregados de biotita. La matriz es cuarzo-feldespática granoblástica y suele presentar dos micas. Es frecuente la existencia de diferenciados micropegmatíticos en pequeñas masas con concentrados de turmalina («nidos de turmalina»), estirados en las zonas más deformadas, alcanzando 3-4 cm de longitud. Asimismo se encuentran dique metaaplíticos en ocasiones plegados con desarrollo de una foliación de plano axial paralela a la presentada por los tipos glandulares.

Las facies bandeadas se caracterizan por una menor abundancia de glándulas. lo que unido a una deformación más intensa le da el aspecto bandeo.

Las facies porfídicas se han observado en el sector SE del Macizo de El Vellón y han sido consideradas como facies de borde de las facies glandulares. Contienen megacrístales de feldespato con bordes reabsorbidos, con una mayor heterometría, variando su tamaño entre 0,5 y 4 cm y presentando a veces carácter idiomorfo. Contienen también cuarzos globulosos de hasta 1 cm y agregados biotíticos. La matriz es cuarzo-feldespática de grano

fino y sobre ella destacan los megacristales, dando lugar a un porfidismo más contrastado que en las demás facies.

Estos macizos de neises presentan enclaves de diferentes tipos, tanto metasedimentarios similares a los metasedimentos encajantes (rocas de silicatos cálcicos, metapelitas y cuarcitas), como de origen ígneo (enclaves microgranudos).

El encajante de estos neises es diverso; así, mientras los macizos de El Vellón y Pedrezuela encajan en una serie metasedimentaria, en otros macizos (San Pedro, Hormigales, etc.) encajan en ortoneises glandulares mesocratos.

El carácter intrusivo original de estos neises es avalado, además de por la presencia de los enclaves citados, por la existencia en algunos puntos en la zona de contacto entre los mismos y los metasedimentos encajantes de turmalinitas (Macizos de El Vellón y Pedrezuela).

En algunas zonas están fuertemente afectados por una deformación dúctil de cizalla de D₂, dando lugar a la existencia de una foliación muy bien desarrollada que rodea a las glándulas de feldespato desarrollando colas de presión. En estos casos se observan cuarzoes acintados, por deformación de los cuarzoes globulares originales, así como «nidos de turmalina» muy estirados. En estas circunstancias se encuentran, entre otros, el Macizo de Pedrezuela y los bordes del Macizo de El Vellón, afectados por una banda de cizalla de D₂ plegada por fases posteriores.

2.1.3.2. *Tipos aplitoides y pegmatoides* (14a)

Son cuerpos de ortoneises leucocráticos, cuarzofeldespáticos de grano fino con caracteres apliticos y pegmatíticos distribuidos por toda la Hoja. A menudo presentan granates de hasta 1 cm y «nidos de turmalina» de varios centímetros. Muy esporádicamente pueden presentar glándulas de feldespato.

Este tipo de neises suele estar asociado a menudo a los leuconeises de tipos glandulares, disponiéndose en el borde de éstos en tránsito a los mismos, como una facies más diferenciada. Este es el caso de los macizos de El Vellón y Pedrezuela.

Se encuentran también muy frecuentemente como cuerpos tabulares con carácter de metafilones encajando tanto en los tipos de leuconeises glandulares como en otros tipos de neises y en los metasedimentos de la Hoja. Parecen estar afectados por los mismos episodios deformativos que el resto de las rocas metamórficas de la Hoja.

Se han encontrado algunos metafilones pegmatoides con una foliación principal concordante con la del encajante metasedimentario al O de Pedrezuela, que podrían estar ligadas a este mismo evento.

2.1.4. **Ortoanfibolitas**

Se encuentran en pequeños cuerpos no cartografiados intercalados en los ortoneises glandulares del Puerto de la Morcuera (NO de la Hoja) y en el conjunto metasedimentario en el sector de los Rancajales (al N de Colmenar Viejo, S de la Hoja).

Son de tonos oscuros, con una foliación concordante con la del encajante. En el primer caso se observan fenocristales de plagioclasa de 3-4 mm en una matriz fina, con plagioclasa y anfíbol, nematoblástica, y en un segundo caso presentan una textura granonematoblástica.

2.2. ROCAS METAMORFICAS PARADERIVADAS (15 y 16)

Los materiales metasedimentarios de la Hoja se encuentran como afloramientos de diversos tamaños, aislados entre extensos afloramientos de granitos y ortogneises, siendo el de mayor extensión el situado al SE del embalse de El Vellón, entre éste y la localidad de El Molar.

En muchos de los casos su existencia está relacionada con la existencia de bandas de cizalla dúctil con desarrollo de milonitas de segunda fase hercínica, como es el caso del mencionado afloramiento y de los de Cabanillas de la Sierra y del S del Cerro de La Najarra.

Todos los afloramientos presentan características similares, lo que hace suponer la existencia de una única serie metasedimentaria que estaría constituida por esquistos micáceos y cuarzoesos, paraneises, metaareniscas feldespáticas y cuarcitas más o menos feldespáticas, principalmente. En esta serie se observan frecuentes intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos de poco espesor, posiblemente derivadas de antiguas rocas carbonatadas, delgados niveles lenticulares de mármoles, así como alguna intercalación de pocos centímetros de espesor de rocas grafitosas, como la situada al O de Pedrezuela en la carretera que baja al río Guadalix.

El afloramiento en que se puede ver más completa esta serie es el situado entre el embalse de El Vellón y El Molar. En él se puede observar que la mayoría del afloramiento está constituido por micaesquistos, metaareniscas feldespáticas y paraneises con intercalaciones de neises bandeados posiblemente ortoderivados, de frecuentes nivelillos de rocas de silicatos cálcicos y algún nivel centimétrico de rocas grafitosas. En este mismo afloramiento, rodeando al macizo ortoneísico de El Vellón, así como al de Pedrezuela por el E y S debido a pliegues de D₃ hercínica, se observa un tramo más cuarcítico, constituido por una alternancia de esquistos y cuarcitas más o menos feldespáticas, que no ha sido separado en la cartografía (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa).

En el sector situado al NE del macizo ortoneísico de El Vellón, en el afloramiento del Arroyo del Monte, se observan en su extremo E potentes bancos de varios metros de ortocuarzitas, que podrían pertenecer a este tramo más cuarcítico, aunque no se descarta su pertenencia a formaciones más modernas (Ordovícico inferior) debido a su similitud litológica y al hecho de estar separado del ortoneis de El Vellón por una fractura tardihercínica de componente normal, con el labio E hundido, que presenta un salto vertical relativamente importante.

En los afloramientos situados en el O y SO de la Hoja (Soto del Real, Arroyo de los Rancajales y N de Colmenar Viejo) se observa a menudo la existencia de una recrystalización estática,

probablemente debida al efecto de la etapa metamórfica de baja presión hercínica (M2), que les da a estos materiales un aspecto corneánico (paraneises corneánicos) posterior a las etapas principales de deformación hercínica, observándose la presencia de metablastos de cordierita, sillimanita prismática y feldespato potásico no deformados.

Las características de esta serie metasedimentaria son similares a las de la Formación Montejo de MACAYA *et al.* (en prensa). El tramo de alternancias de esquistos y cuarcitas más o menos feldespáticas es equivalente a otros similares posiblemente preordovícicos del Sistema Central, como el existente en el Puerto de la Hiruela (Hoja de Tamajón, 459), donde presenta intercalaciones de cuarcitas anfibólicas, estando claramente bajo la cuarcita del Arenig y la serie alternante de esquistos y cuarcitas del Tremadoc.

Todos estos hechos nos llevan a pensar, a pesar de que la intensa deformación y metamorfismo hercínicos sufridos por estas rocas no han permitido la conservación de restos fósiles, en una edad pre-ordovícica para esta serie.

Unicamente en el sector más al E del afloramiento del Arroyo del Monte (al NE del macizo ortoneísico de El Vellón), donde se observan potentes bancos de cuarcitas de varios metros, existe la posibilidad de que sean materiales ordovícicos, aunque debido a la deformación existente y a las condiciones del afloramiento no es posible, por el momento, asegurarlo.

Las relaciones del conjunto metasedimentario con todos los tipos de ortoneises parecen de carácter intrusivo, hecho al que apuntan la existencia de enclaves metasedimentarios en los ortoneises, así como turmalinizaciones de contacto deformadas por las principales etapas deformativas hercínicas, la existencia de diques de leuconesites aplitoides y de pegmatitas foliadas intruyendo en los metasedimentos.

La potencia de esta serie metasedimentaria no se puede calcular debido al hecho de no observarse ni el techo ni el muro, así como a que la deformación hercínica es muy intensa, estando afectados por pliegues de D1 reaplastados por D2 con generación de bandas de cizalla dúctil y posteriormente replegados por D3 y D4 (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa).

2.3. DEPOSITOS MESOZOICOS Y CENOZOICOS

2.3.1. Cretácico Superior

2.3.1.1. Arenas, gravas y arcillas compactadas y con cementación silícea (19)

Al E del pueblo de El Vellón y apoyándose sobre materiales metamórficos se encuentra un afloramiento de unos 500 m de longitud, formado por materiales detríticos siliciclásticos que se diferencian claramente de los sedimentos marinos de edad Turoniense suprayacentes, tanto por sus características litológicas como estructurales y ambiente de sedimentación.

La sucesión está formada por cuerpos arenosos y gravas que tienen intercalados limos, arcillas y arenas finas. El espesor de la sucesión es de unos 6 m, teniendo tanto los tramos de granulometría gruesa como los finos una potencia que varía de 0,5 a 1 m.

El contacto con las rocas metamórficas es discordante y erosivo. La sucesión se inicia con un cuerpo de 1 m de espesor compuesto por arena gruesa y gravas que interiormente muestra estratificación cruzada, aunque ésta aparece de un modo difuso al haber sufrido procesos edáficos. Los componentes de las arenas y gravas son cuarzo, feldespatos y micas, estando estos últimos minerales muy alterados y corroídos; los granos están embutidos en una pasta formada por arcillas y óxidos de hierro.

La litología y estructuras de los otros cuerpos con granulometría gruesa, situados en la serie, son similares a los descritos en el tramo basa, aunque es menor la proporción de matriz arcillosa.

Sin embargo, el estrato situado en el techo, de 1 m de espesor, está formado casi exclusivamente por granos de cuarzo. En su base se observa bioturbación formada por pistas longitudinales sinuosas tipo *pascichnia*. En el techo aparecen *ripples* simétricos de oscilación. Este cuerpo presenta un aspecto similar a la cuarcita, por haber sufrido una fuerte compactación y posteriormente una cementación silícea, que cerró los pocos espacios que quedaban entre los granos, adoptando éstos contornos poligonales.

Los limos, arenas finas y arcillas presentan colores propios de hidromorfismo, los cuales se producen en ambientes continentales al ser sometido el sedimento a condiciones de mal drenaje.

El contacto de los sedimentos que integran la serie con la formación suprayacente se hace en una forma neta y a través de una superficie de erosión.

Dadas las características anteriores descritas, el ambiente de sedimentación de esta serie corresponde, posiblemente, a un medio fundamental continental, como así lo indican el hidromorfismo y la edafización de los sedimentos, si bien el cuerpo superior nos podría hacer pensar en una cierta influencia marina.

Posteriormente a la sedimentación se produjeron la compactación y cementación silícea. Estos procesos diagenéticos afectaron principalmente a los cuerpos sin matriz arcillosa, deduciéndose de ello un papel amortiguador y de agente químico de la arcilla.

Atribuimos a la sucesión una edad Cenomanense, sin mayor criterio que el estar depositada entre las rocas metamórficas del basamento hercínico, y los sedimentos Turonense, sin embargo, no se excluye que su edad sea anterior e incluso preceda al Cretácico. Estas edad antigua de los sedimentos podría explicar la fuerte compactación que han experimentado las arenas situadas en el techo de la serie, ya que en la zona estudiada, depósitos de igual litología y con cementación silícea de edad Cretácica, no presentan fenómenos de compactación tan intensos, si bien no hay que excluir la posibilidad de que se trata de un fenómeno local dentro de los sedimentos cretácicos.

2.3.1.2. Arenas pardas, arcillas y dolomías (20)

Esta unidad es equivalente a la Fm «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña» (ALONSO *et al.*, 1982). Se localiza en el centro, E y S de la Hoja, apoyándose unas veces sobre rocas

graníticas y metamórficas y otras sobre la unidad descrita en el párrafo anterior, siendo siempre el contacto de carácter erosivo. El basamento hercínico, a veces, aparece edafizado.

Esta unidad sedimentaria tiene un espesor medio de unos 40 m y está formada por arenas, areniscas con cemento dolomítico, ambas de color pardo y arcillas grises. Las arenas y areniscas están organizadas en cuerpos de 0,1 a 1 m de espesor y una longitud que varía de 0,5 a 10 m. Interiormente presentan estratificación cruzada, superficies de reactivación, *ripples* simétricos, estratificación *flaser* y lenticular, bioturbación y moldes de valvas de moluscos. Intercalados con estos cuerpos detríticos hay niveles de arcillas grises cuyo grosor varía de 0,1 a 0,5 m. En algunos tramos se detecta la presencia de glauconita.

Las areniscas con cemento dolomítico son granosostenidas. El cemento está parcialmente dedolomitizado a calcita, lo que ha originado una liberación de óxidos de hierro. La disolución de los carbonatos ha dado lugar a la formación de arenas pardas. Este color tan típico se debe, por un lado, a la composición mineralógica de los materiales detríticos que son ricos en ferromagnesianos, como biotita y glauconita, y por otro a la liberación de los iones de hierro por dedolomitización y disolución del cemento carbonático. Las arcillas grises deben su color a la presencia de materia orgánica y nos hablan de condiciones reductoras en un medio tranquilo.

La sedimentación de esta unidad se produjo en un medio de plataforma continental somera, posiblemente dentro de la zona próxima a la costa. La presencia de glauconita nos indica transformaciones singenéticas complejas, a partir de cuarzo, feldespatos, mica y pellets en un ambiente marino tranquilo (HUGHES *et al.*, 1987). Posteriormente, en una diagénesis temprana, se produciría la cementación dolomítica, mientras que los procesos diagenéticos más tardíos darían lugar a la dedolomitización y disolución. Estos últimos se produjeron, probablemente, en ambientes vadosos y/o freáticos, antes de que se sedimentase la formación suprayacente. Esta exposición subaérea queda confirmada por la presencia de una costra ferruginosa a techo de la unidad y por el carácter erosivo que tiene el contacto de la formación suprayacente sobre ella.

No hemos encontrado fauna que nos permita datar con precisión esta unidad, si bien se han encontrado bivalvos (*Janira* sp.), gasterópodos y equinodermos (GUTIERREZ MARCO, com. pers.). ALONSO y MAS (1982) le adjudican una edad Turoniense, precisada mediante ammonioideos fuera de la Hoja.

La posición estratigráfica en relación a otras unidades de extensión regional merece un pequeño comentario. En Hojas vecinas a la de Torrelaguna, como son las de Valdepeñas de la Sierra (485) y Villaviciosa de Odón (558) se ha situado a esta unidad por debajo de la formación «Arenas y arcillas de Segovia». A esta unidad la considera equivalente a la formación «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña» (ver también ALONSO y MAS, 1982). Sin embargo, nosotros pensamos que «Arenas y arcillas de Segovia» puede ser coetánea con la unidad que estudiamos en este apartado, ya que las superficies de discontinuidad que limitan a ambas, en la base y en el techo, son las mismas. Así las dos se apoyan discordantemente sobre un basamento hercínico edafizado y su techo está limitado por la misma formación carbonatada cretácica. Además, intercalados en esta unidad, se encuentran niveles de sedimentos con características litológicas similares a «Arenas y arcillas de Segovia» (facies Utrillas). Todo ello nos hace pensar que «Arenas y arcillas de Segovia»

y la unidad estudiada en este apartado son subunidades pertenecientes a otra de rango mayor, que agruparía a las dos.

2.3.1.3. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (21)

La presente unidad, definida por ALONSO *et al.* (1982), aparece cerca de Guadalix de la Sierra, donde se apoya sobre un relieve ligeramente irregular del basamento granítico o metamórfico. El sustrato está a veces alterado, incluso profundamente alterado, manifestándose por un enriquecimiento en óxidos férricos, en granos de cuarzo y caolín, por pérdida de feldespatos y minerales ferromagnesianos y por desorganización de los materiales.

Es una formación esencialmente detrítica siliciclástica cuyo espesor puede alcanzar los 30 m. En general parece bastante homogénea; sin embargo, en la Hoja de Segovia (483) se observan de base a techo tres tramos con granulometría distinta. El basal sería areno-gravoso, el intermedio areno-arcilloso y el superior areno-gravoso. En el resto de la región no se ha observado esta división, bien porque no existe, bien por dificultades de observación.

Los cuerpos arenosos de esta formación tienen un espesor que varía de 0,1 a 1 m. Su forma es tabular, ligeramente cóncava e interiormente están organizados en cuerpos más pequeños o *sets* que muestran estratificación cruzada y están limitados por superficies de reactivación. Otras estructuras observadas en estos cuerpos son *ripples* de oscilación y corriente.

Litológicamente las arenas se componen por cuarzo, y en menor proporción por feldespatos y micas, parcialmente transformados a caolín. Poseen también cementaciones de sílice (ópalo).

Las gravas y cantos aparecen unas veces en la base de los cuerpos arenosos (*lags*) y otras constituyendo la totalidad del cuerpo. En el primer caso se forman en la zona del pie del *set* o *foreset* y en el segundo corresponden a barras de cantos.

Las arcillas son caolínicas y se presentan bien en forma de lentejones, discontinuas, bien en forma de cantos blandos, situados dentro de los cuerpos de granulometría mayor. También aparece arcilla en forma de película rodeando a los granos de cuarzo, o bien tapizando superficies de reactivación (*mud drapes*).

Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos detríticos son dos: N 50° E y N 5° E, siendo predominante la primera. Estas dos direcciones se manifiestan con dos sentidos de movimiento opuesto.

Además de los materiales detríticos anteriormente descritos se encuentran en esta unidad encostramientos de óxido férrico, unos horizontales y otros verticales, encontrándose los segundos unidos a los primeros por debajo. La situación y número de las costras dentro de la columna sedimentaria varía a lo largo de la región estudiada; sin embargo, permanece bastante constante la presencia de un encostramiento situado en el techo de la formación.

Dadas las estructuras sedimentarias anteriormente descritas pensamos que la formación «Arenas y arcillas de Segovia» ha seguido la siguiente evolución:

Su sedimentación se produjo en un medio tractivo, donde imperaban direcciones de corriente con dos sentidos de movimiento opuestos. Este medio arrastraba barras de arenas y gravas, no siendo este desplazamiento continuo, sino que sufría interrupciones que quedaban registradas en forma de superficies de reactivación y sedimentación de arcillas. Las arcillas caoliníferas presentes en el medio podría provenir del retrabajamiento de los paleosuelos instalados sobre el paleozoico, y dan lugar, cuando la energía del medio decrece, a los niveles lentejonares de arcillas. Los cantos blandos se originan por la erosión de estos mismos niveles.

De lo anteriormente referido se deduce que el medio tractivo estaría posiblemente influido por mareas, como así lo indican los dos sentidos opuestos de movimiento de las corrientes y la presencia de superficies de reactivación, tapizadas por arcillas y *ripples* de oscilación. Además, las direcciones de desplazamiento de los cuerpos afectados por las mareas coinciden con direcciones de desplazamiento de sedimentos netamente marinos de unidades suprayacentes.

Posteriormente a la sedimentación de la formación se produjeron una serie de procesos diagenéticos que ocasionaron la formación de los encostramientos férricos, alteración a caolín de feldespatos y micas y las cementaciones de sílice. Estos procesos se produjeron, posiblemente, dentro de ambientes freáticos y vadosos. En ellos encontraríamos fluidos con diversos tipos de pH y distintos grados de oxidación, que producirían el ataque a los silicatos, la liberación de sílice coloidal, de hierro en estado ferroso y de otros iones, produciéndose finalmente la formación de costras férricas, cementaciones de ópalo y películas de caolín alrededor de los granos de cuarzo.

Estos procesos diagenéticos son propios de ambiente continental y se produjeron antes que la formación suprayacente cretácica se sedimentase, ya que ésta carece de ellos.

La edad de la formación es difícil de establecer, si bien ALONSO (1981) le adjudica una edad que oscila entre Turoniense inferior a superior para la base de la formación y Coniaciense medio para el techo en la zona de Segovia, y deduciendo ésta mediante criterios de correlación estratigráfica. Con todo, es posible que en el sur de la Sierra sea Turoniense, ya que creemos que esta formación pasa lateralmente a la única de «Arenas pardas, arcillas y dolomías», cuya edad ha sido establecida como Turoniense.

2.3.1.4. *Dolomías rojas y arcillas* (22)

Es una unidad nueva no definida anteriormente como tal, si bien la constancia de los sedimentos que la integran, así como su extensión, ya que se encuentran también en las Hojas de Segovia (483), Valverde del Majano (487) y Nava de la Asunción (456), aconsejan su diferenciación. Su espesor es muy reducido, pues no supera los 3 m, apareciendo de una forma discontinua.

Se encuentra situada entre las formaciones descritas anteriormente y «Dolomías tableadas de Caballar».

Los materiales que la componen son dolomías, arcillas y en menor proporción areniscas

con cemento dolomítico. En esta unidad es característico el color rojo de las dolomías, que adquiere un tono de ladrillo.

Las dolomías son *mudstone* y *wakestone* según la clasificación de DUNHAM (1962), siendo el cuarzo un elemento abundante. En menor proporción se encuentran feldespatos, micas y conchas de bivalvos. En algunas muestras se ha detectado la presencia de glauconita. Estas dolomías aparecen en forma tabular con un grosor de 10 a 30 cm y una extensión lateral de decenas de metros. Interiormente se observan bioturbación y estratificación cruzada, aunque de forma desorganizada, ya que ha debido de sufrir edafizaciones. Las dolomías están en parte dedolomitizadas.

Las areniscas con cemento dolomítico se componen de cuarzo y se presentan en forma de pequeños cuerpos de 0,5 m de grosor, intercalándose dentro de las dolomías. Tienen a veces un aspecto desorganizado, apareciendo los granos dispersos en una matriz arcillosa. Las escasas direcciones de desplazamiento medidas en los cuerpos nos indican que ésta era N 5° E.

La tercera litología que aparece en esta unidad es la arcilla, la cual se manifiesta intercalada entre las dolomías y tiene colores verdes y gris oscuro.

Dadas las características estructurales y litológicas anteriormente descritas, pensamos que el medio donde se produjo la sedimentación de la unidad era carbonatado y poco energético, como así lo indican la presencia de los carbonatos y las arcillas, si bien se darían episodios de mayor energía durante los cuales se despositarían las arenas. En este medio habría zonas con ambiente reductor, donde se sedimentaron las arcillas de color gris oscuro. Las edafizaciones, señaladas por la presencia de pedotúbulos y la dispersión de los granos de arena dentro de una matriz arcillosa, son difíciles de situar en el registro cronológico, pero pudo ser o bien coetánea con la dolomitización que experimentó la unidad, o bien posterior a ella, coincidiendo con una fase de emersión previa a la sedimentación de la formación suprayacente, ya que en ellos no se observan estos procesos. De todo lo expuesto se deduce que el medio de sedimentación de la unidad era un medio de transición marino-continental.

Posteriormente a los procesos anteriores se produjo una parcial dedolomitización, que tuvo como consecuencia la liberación de iones de hierro, que al oxidarse otorgan el color rojo a la unidad.

La edad es difícil de precisar, ya que no hemos encontrado fauna que nos permita datarla, pero al estar situada entre la formación «Arenas y arcillas de Segovia», de edad Coniaciense inferior-medio, y la formación «Dolomías tableadas de Caballar», de edad Coniaciense medio-superior, nos permite pensar que la edad de esta unidad sea Coniaciense medio.

2.3.1.5. *Dolomías tableadas, margas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar»* (23)

Esta Formación fue definida por ALONSO *et al.* (1982), manifestándose también en las Hoja de Valverde del Majano (482), Nava de la Asunción (456), Segovia (483) y Turégano (457). Su espesor es variable, pero no supera los 10 m, estando su techo en contacto erosivo y discordante con la unidad suprayacente.

Se apoya erosivamente tanto sobre la unidad dolomítica roja (22) como sobre las dos unidades detríticas descritas más arriba (20 y 21).

Estos sedimentos pasan lateralmente en la vecina Hoja de Segovia (483) a materiales siliciclásticos del Miembro «Areniscas y arcillas de Hontoria» (ALONSO, 1981), incluido en la misma formación.

Las dolomías tableadas consisten en una superposición de cuerpos tabulares detríticos-dolomíticos, entre los cuales hay intercalados niveles arcillo-margosos de color verde y gris-negro. Según sea la proximidad a las «Areniscas y arcillas de Hontoria», al que pasan lateralmente, varía el espesor y la granulometría de los sedimentos; así en las áreas próximas, los espesores y granulometrías de los cuerpos tabulares son mayores que en áreas alejadas de él, donde las intercalaciones arcillosas tienen más importancia.

Los cuerpos tabulares tienen base plana y erosiva, apoyándose bien sobre las intercalaciones arcillosas, bien sobre otros cuerpos planares. Internamente presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y planar, que suele estar situada en la base, mientras que hacia techo se encuentran *ripples* de corriente y de oscilación; también se observa en los cuerpos una granoclasificación positiva, que oscila de arena gruesa en la base a limos en el techo.

La base de los cuerpos puede estar fuertemente bioturbada. Existe además otro tipo de bioturbación, consistente en largas perforaciones verticales que se incurvan distalmente y se ramifican, formando galerías con diferentes orientaciones. Los organismos que produjeron estas estructuras eran bivalvos, de alguno de los cuales se ha conservado su molde dentro de la perforación. Los tubos de las perforaciones, que tienen un grosor de pocos centímetros y forma cilíndrica, contienen a veces nódulos de pirita.

El espesor de los cuerpos varía de 0,1 a 1 m, siendo su color crema. El cuarzo es el principal componente detrítico, encontrándose en mucha menor proporción glauconita y cantos blandos.

La interpretación sedimentológica que se hace de la unidad puede ser algo polémica. Así, una interpretación puede ser considerar a los cuerpos tabulares como secuencias de somerización (*shallowing upwards*), dado que en algunos puntos se han observado algas laminares, brechas de cantos planos y desecaciones a techo de algunas secuencias (ALONSO com. pers.). Otra interpretación distinta es el identificarlas como turbiditas, correspondiendo los cuerpos tabulares a secuencias de Bouma. Las turbiditas estarían relacionadas con episodios de tormenta, los cuales han sido registrados en las «Areniscas y arcillas de Hontoria». Esta segunda interpretación estará además apoyada, a nuestro juicio, por la ausencia de estromatolitos algales, ya que la laminación paralela que podría representados corresponde, donde mejor se las ha podido observar, a corrientes tractivas, no a laminación algar. También se justifica por la ausencia de estructuras de emersión, a techo de los cuerpos, los cuales son frecuentes en secuencias de somerización, así como por la clara relación que se da entre este miembros y «Areniscas y arcillas de Hontoria», el cual se ha originado en parte mediante tormentas. Además, la bioturbación que afecta a los cuerpos no se inicia hasta que se ha sedimentado a todo el cuerpo, a diferencia de las secuencias de somerización, donde la bioturbación va al paso de la formación de la secuencia; esto quiere decir que la sedimentación del cuerpo sería rápida. Una posibilidad de integrar ambas opciones

es la de considerar el medio como una plataforma interna protegida, con episodios de tormenta reflejados en niveles interpretados como secuencias de Bouma.

Por otra parte, la sedimentación de arcilla verde y gris oscuro nos hablan de condiciones de tranquilidad dentro de un ambiente a veces reductor.

Todo lo anteriormente dicho nos hace pensar en un área de sedimentación correspondiente a un sector de plataforma continental. En este área se sedimentaron materiales puestos en suspensión de forma turbulenta por la acción del oleaje; esta zona podría deber su tranquilidad bien a una mayor profundidad, al estar por debajo del nivel de olas, o bien a estar defendida por algún accidente topográfico, que sólo sería superado en condiciones excepcionales.

Posteriormente a la sedimentación de la unidad y antes que se depositasen los sedimentos suprayacentes, los cuales se sedimentaron sobre una fuerte superficie erosiva, se produjo la dolomitización de la misma. Más tarde se produjeron procesos de disolución parcial de los granos de cuarzo y dedolomitización de la unidad. Todos esos procesos se originaron en ambientes vadosos y freáticos, lo que implica que antes que se depositara la formación marina suprayacente este miembro sufrió períodos de emersión.

La edad de esta formación es, según ALONSO (1981), Coniacense, por correlación con zonas del N de Segovia en las que aparecen ammonites.

2.3.1.6. Formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno» (24 y 25)

La formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno» fue definida por ALONSO *et al.* (1982), estando representada en la presente Hoja por los miembros «Areniscas dolomíticas de Hontoria» y «Dolomías de Montejo».

2.3.1.6.1. Areniscas con cemento dolomítico. Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (24)

Este miembro es esencialmente detrítico siliciclástico, encontrándose en menor proporción construcciones arrecifales de rudistas y de estromatolitos algales. El espesor de la unidad no supera los 40 m.

La relación del miembro con la unidad infrayacente es de carácter erosivo y discordante, llegando incluso a hacerla desaparecer, como sucede en la Hoja de Segovia (483), apoyándose unas veces sobre la formación «Dolomías tableadas de Caballar» y otras sobre «Arenas y arcillas de Segovia».

Los materiales detríticos son principalmente arenas medias y finas de cuarzo, cementadas por dolomita, encontrándose en menor proporción feldespatos y restos de moluscos. Estos depósitos se organizan en cuerpos de 0,5 a 1,5 m de espesor y tienen una extensión lateral de 5 a 10 m; interiormente muestran estratificación cruzada, la cual a veces está distorsionada debido a la bioturbación; esta bioturbación tiene estructuras de tipo *Thalassinoides*

entre otras, realizada por moluscos, equinodermos y/o crustáceos. Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos nos indican que se movían según N 30° E y N 150° E.

Intercalados entre los depósitos silicioclásticos se encuentran estromatolitos algales y construcciones arrecifales; los primeros muestran porosidad fenestral y corresponden a *mudstone* y *wackstone* según DUNHAM (1962), los segundos están formados principalmente por rudistas (hipurítidos y radiolítidos) y otros moluscos, además de fangos carbonatados. Las construcciones arrecifales de rudistas adoptan dos formas, unos tienen un aspecto lenticular y una extensión que no supera los 50 m (*patches*), mientras que otros adquieren una extensión lateral que supera los 100 m y con morfología estratiforme.

El contacto entre los depósitos arenosos y las construcciones biológicas es neto, marcándose, a veces, mediante encostramientos de óxidos de hierro (*hard ground*), observados también entre los cuerpos arenosos.

Los materiales que componen este miembro muestran procesos diagenéticos realizados posteriormente a la sedimentación y a la dolomitización, la cual se pudo realizar en condiciones diagenéticas tempranas. Estos procesos son dedolomitización, disolución parcial de los granos de cuarzo y karstificación, que ha llegado a producir cavidades, las cuales están tapizadas por espeleotemas y por óxidos de hierro y están parcialmente rellenas del *terra rossa*; es curioso señalar que en láminas delgadas se ve a minerales como el circón obturar las microgalerías que ha producido la karstificación.

El medio sedimentario donde se produjo la sedimentación de este miembro corresponde posiblemente a una plataforma marina somera, sometida a unas condiciones de gran energía dinámica donde se producirían intervalos de exposición subaérea. En zonas protegidas o en períodos de menor energía se formaban los cuerpos arrecifales de rudistas, los cuales posteriormente eran recubiertos por arenas cuando estas condiciones eran superadas. La somerización del medio se deduce por la presencia de estromatolitos algales, mientras que la exposición subaérea queda registrada por los encostramientos. Esta situación podría favorecer la dolomitización de la unidad.

La edad de esta unidad puede establecerse en Coniaciense terminal —Santonense para el techo (ALONSO, 1981).

2.3.1.6.2. Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo» (25)

El miembro «Dolomías de Montejo» (ALONSO, *et al.*, 1982) pertenece a la misma formación que el miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria», sobre el cual se apoya.

Las características litológicas y estructurales de este miembro son similares a las descritas en «Areniscas dolomíticas de Hontoria». Así, «Dolomías de Montejo» está compuesta por arenas de cuarzo, y en menor proporción conchas de bivalvos con cemento dolomítico. Intercalados entre los cuerpos arenosos se pueden encontrar construcciones arrecifales de rudistas y estromatolitos algales.

Las relaciones existentes entre las diversas litologías son las mismas que en «Areniscas de Hontoria», aunque son más abundantes los *hard ground*. Los cuerpos arenosos tienen las mismas direcciones de desplazamiento.

Las diferencias existentes entre los dos miembros de la formación no son grandes, si bien los cuerpos arenosos de esta unidad tienen una relación espesor/longitud menor que la que tienen las areniscas del miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria»; también las conchas de moluscos son más abundantes que en la unidad infrayacente. Asimismo aumentan, sobre todo hacia techo, los niveles con textura fenestral.

El medio donde se produjo la sedimentación del miembro es similar al de «Areniscas de Hontoria», es decir, sería una plataforma continental somera, con episodios de exposición subaérea.

La edad de la unidad se ha estimado como Santonense (ALONSO, 1981).

2.3.1.7. Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas del Valle de Tabladillo» (26)

Ha sido definida por ALONSO, *et al.* (1982). Es de naturaleza carbonatada, y en una gran parte de los afloramientos del S de la Sierra de Guadarrama presenta un aspecto brechoidal. Se apoya sobre la formación «Dolomías de Montejo» a través de una superficie de *hard ground*, a diferencia de lo que ocurre al norte de la Sierra, en que el tránsito es gradual a través de sedimentos arcillo-margosos.

Se compone de dolomías de color crema, margas, arcillas grises y rojas y cristales dispersos de yeso. Las primeras corresponden a *grainstones*, *wackstones* y *mudstones* de 0,5 a 1 m de grosor; las *grainstones* están compuestas de oolitos, conchas de moluscos y en menor proporción granos de cuarzo, e interiormente muestran estratificación cruzada de surco, aunque ésta se encuentra muy difuminada debido a la dolomitización; a su vez, las *wackstones* y *mudstones* presentan laminación horizontal que viene marcada por porosidad fenestral y alineaciones de pellets, restos de fósiles y granos de cuarzo, si bien es difícil, en ocasiones, observar la laminación a causa de la intensa bioturbación y dolomitización que han sufrido los sedimentos.

Los niveles margo-arcillosos son de colores verdosos y rojizos, y se presentan intercalados entre los cuerpos dolomíticos. Dentro de estos niveles y de los estratos dolomíticos se encuentran dispersos cristales de yeso selenítico y algunos niveles con silicificaciones.

En el ámbito de la Hoja esta formación ha perdido casi todas las estructuras sedimentarias anteriormente descritas, probablemente al sufrir una disolución muy intensa, que le da un aspecto brechoidal. Sin embargo, se conservan zonas que no han sufrido tan intensamente la disolución, donde se observan oolitos, moldes de moluscos y los cristales de yeso tan característicos de esta formación.

Dadas las características sedimentarias, creemos que esta unidad se depositó en una plataforma continental muy somera, sometida a condiciones ambientales áridas y restringidas, es decir, sería una llanura litoral tipo *sebkha*. Esta interpretación se justifica por la presencia de estromatolitos algales, yesos e intensa dolomitización.

Posteriormente a la dolomitización de los sedimentos, la cual posiblemente fue casi singénica con su sedimentación, se produjeron otros procesos diagenéticos como dedolomitización.

zación, disolución de carbonatos y silicificaciones de los mismos. La disolución de los carbonatos se manifiesta por la creación de porosidad, como es la móldica, que adopta la forma de las conchas de los moluscos y de los cristales de yeso. Cuando la disolución es intensa, el sedimento adquiere un aspecto brechoidal. Después de la disolución, o quizá simultáneamente, se produjeron silicificaciones dentro de la formación, adquiriendo la cristalinidad de la calcedonita, cuarzo o cuarzo.

Todos los procesos diagenéticos descritos son propios de ambientes freáticos y vadosos, lo cual nos dice que después de la sedimentación de la formación en un medio marino se produjo la emersión de los mismos.

Esta formación ha sido descrita por diversos autores como de edad terciaria y sedimentaria en ambiente continental, si bien otros, como NODAL y AGUEDA (1974) la consideran de edad Senoniense. También nosotros, por los criterios previamente descritos, pensamos que es de edad cretácica, si bien la consideramos como Campaniense, al identificar estos materiales con la formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo», de esta edad según ALONSO, 1981.

2.3.1.8. Arcillas rojas, arenas y yesos (27). Yesos laminares (28)

Se sitúan inmediatamente sobre los afloramientos cretácicos carbonatados atribuidos al Campaniense, mediante una disconformidad, ya que fosilizan la intensa brechificación de origen kárstico que ha afectado a la unidad infrayacente. Los materiales que componen la unidad son arcillas rojo-verdosas (fig. 4), arenas y yesos, siendo su espesor variable, ya que son erosionados por los materiales detríticos del Paleógeno, pero no superan los 30 m.

La sucesión estratigráfica no es fácil de ver, ya que al ser materiales muy plásticos suelen ofrecer un aspecto caótico; sin embargo, al E del pueblo de Torrelaguna es posible establecerla. Allí la base está formada por aproximadamente 15 m de arcillas rojas, que hacia techo son sustituidas por una alternancia de arcillas y niveles de yeso de 10 a 20 cm de espesor y aspecto tabular, que tiene una potencia de 10 m; a su vez, esta alternancia es reemplazada por 3 m de yesos laminares (28), los cuales corresponden a la superposición de paquetes tabulares de 30 a 50 cm de grosor, que interiormente muestran una fina alternancia de láminas de yeso y algunos de dolomita, entre las cuales hay intercalados nódulos de sílex y cuarzo; los yesos, hacia techo, dejan lugar a una alternancia de yesos y arcillas similar a la situada en la base, y por último, esta alternancia es sustituida por arcillas verdes y rojas.

El medio de sedimentación de esta unidad puede corresponder a una llanura costera árida, tipo *sebkha*, donde quizá la zona intermareal queda indicada por la presencia de la fina alternancia de yesos y dolomita, cuyo origen se debe, posiblemente, a actividad algal.

Posteriormente a la sedimentación se produjeron procesos diagenéticos que ocasionaron estructuras *chickenwire* en los yesos y solificaciones en forma de nódulos.

Dado que esta unidad se ha originado en un ambiente de posible influencia marina y se apoya sobre la misma formación sobre la que se deposita la unidad «Gravas, arenas silíceas

y arcillas», que aparece en Hojas como las de Segovia (483), Valverde del Majano (483) o Nava de la Asunción (456), y están ambas erosionadas por similares formaciones terciarias, es razonable pensar que ambas unidades sean correlacionables.

La situación cronoestratigráfica de esta unidad puede ser discutible, si bien su ambiente sedimentario está genéticamente próximo y en continuidad evolutiva viable con los depósitos claramente cretácicos. No contiene materiales detríticos procedentes de la destrucción de los carbonatos infrayacentes, y es probablemente marina, o de influencia marina, a diferencia de los sedimentos terciarios que son claramente continentales. Una datación cretácea fue estimada ya por NODAL Y AGUEDA (1974) y por PORTERO Y AZNAR (1984), que otorgan una edad entre Cretácico terminal y Paleógeno, si bien incluyen dentro de ella a depósitos detríticos terciarios continentales. Esta unidad es erosionada en su techo por formaciones detríticas paleógenas que ya contienen litologías cretácicas.

La edad que atribuimos a esta unidad es Maastrichtiense, aunque es posible que en parte sea paleocena.

2.3.2. Terciario

2.3.2.1. Sedimentos paleógenos

Los depósitos cretácicos anteriormente descritos están recubiertos por sedimentos de naturaleza litológica variada, pero con características comunes que permiten englobarlos dentro de una secuencia deposicional que estaría, a su vez, subdividida en otras de orden menor. El contacto con los sedimentos cretácicos es una superficie de erosión, no observándose en los depósitos cretácicos pliegues fosilizados por estos sedimentos.

Estos materiales están limitados en la base y en techo por superficies de discontinuidad muy netas. La discontinuidad basal los separa de los depósitos cretácicos, y la que se encuentra a techo, erosiva y angular, de los sedimentos detríticos neógenos.

Esta unidad se origina mediante abanicos aluviales, desarrollados en un clima árido con períodos intermedios más húmedos. Los tramos que representan la cabecera de los abanicos son facies conglomeráticas, mientras que los tramos más distales están representados por yesos y arcillas. La evolución de los abanicos a lo largo del tiempo puede ser compleja, pero se reconoce una tendencia negativa en la sedimentación, es decir, a ser más energética hacia el techo.

El relieve que da lugar a la formación de los abanicos no es el relieve actual de la Sierra de Guadarrama, ya que las direcciones de las corrientes y la distribución de las facies no se corresponden con las direcciones morfoestructónicas posteriores (Neógeno-actualidad) de la Sierra. Estos sedimentos polimícticos están afectados por las fallas inversas que limitan la Sierra.

2.3.2.1.1. Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (29)

Los materiales que integran este apartado son bloques, cantos y, en menor proporción, arena, cementados la mayor parte de ellos por carbonatos.

La naturaleza litológica de los bloques y cantos es diversa; así unos son de origen ígneo o metamórfico, procedentes del zócalo hercínico, y otros carbonáticos, procedentes a su vez del Cretácico. Se apoyan sobre el Cretácico, discordantemente, mediante una superficie erosiva edafizada.

Los sedimentos se organizan en cuerpos de forma canalizada de 0,1 a 2 m de potencia que interiormente muestran estratificación cruzada. Esta va marcada por los cantos y las arenas, mientras que los bloques se sitúan en la base de los cuerpos. La estratificación se halla muchas veces distorsionada por la acción de raíces y por disolución de las rocas carbonáticas y posteriormente cementación carbonatada (caliches). La cementación va acompañada por la presencia de arcillas fibrosas, como atapulgita y sepiolita, además de esmectitas, y por óxidos de hierro; el óxido férrico otorga a los materiales paleógenos un color salmón típico. Los cuerpos se superponen unos a otros, teniendo intercalados algún nivel de limos arenosos de 0,5 a 1 m de espesor, que presentan pedotúbulos y marmorizaciones.

Dadas las características sedimentarias descritas, el medio donde se realizó la sedimentación de la subunidad correspondería a un ambiente continental recorrido por canales fluviales entrelazados, los cuales pertenecerían a facies proximales y medias de abanicos aluviales. La energía tractiva de los canales sería grande, ya que permitiría la migración de barras de cantos y arenas. En las zonas no cubiertas por los canales se despositarían limos y arenas debido a desbordamientos, los cuales muestran signos de haber sido forestados y haber sufrido etapas de mal drenaje; esta situación llevaría a la formación de arcillas fibrosas y cementaciones. A su vez, los canales fluviales cuando dejan de funcionar experimentan procesos similares. Todos estos procesos indican que el clima que reina durante este período es árido con intervalos de más humedad.

No se ha podido precisar la edad de estos sedimentos polimícticos al no haber encontrado yacimientos con fósiles de mamíferos que permitan datarlos. Sin embargo, se pueden relacionar con otros materiales, litológicamente similares, situados en áreas próximas, donde existen yacimientos de vertebrados fósiles y que pertenecen posiblemente a la misma secuencia deposicional. En Los Barros (Valle de Amblés, Avila) la edad es Oligoceno inferior (GARZON y LOPEZ-MARTINEZ, 1978, y SACRISTAN, en prensa), mientras que en zonas más próximas a esta Hoja, en Huérmeces del Cerro, Torremocha de Jadraque y Espinosa de Henares (CRUSAFONT *et al.*, 1960; 1962, y ARRIBAS *et al.*, 1983) la edad es Eoceno superior (Eoceno superior) y Oligoceno inferior. Por lo tanto, podemos atribuir una edad al menos Eoceno superior-Oligoceno inferior a los sedimentos estudiados en el presente apartado.

2.3.2.1.2. Conglomerados de cantos polimícticos y yesos detríticos (30)

En el ámbito de la Hoja, la anterior subunidad pasa lateralmente a conglomerados de cantos polimícticos y yesos detríticos. Los cantos, que son de tamaño pequeño, proceden tanto del zócalo hercínico como de los carbonatos cretácicos, mientras que los yesos, que

tienen tamaño de gravas y arenas, provienen de la erosión de los yesos laminares cretácicos infrayacentes.

Los sedimentos se organizan en cuerpos tabulares de pocos decímetros de espesor entre los que se intercalan algunos niveles arcillosos de 0,1 a 1 m de potencia. Dentro de los cuerpos, los cantos se presentan bien tapizando la parte basal (*lag*), bien con estratificación cruzada. A su vez, los yesos muestran estratificación cruzada, acompañados por granos de cuarzo.

La sedimentación se produjo mediante corrientes fluviales poco energéticas, y con aguas muy sulfatadas. Los canales por los que migraban barras arenosas discurrían por una llanura de inundación en la que se depositaban arcillas en los momentos de desbordamiento.

El clima que implica la sedimentación de sulfatos es claramente árido.

Posteriormente a la sedimentación se han producido procesos diagenéticos que han dado lugar a disoluciones de los componentes detríticos, cementaciones sulfato-carbonatadas y formación de cuarzo autigénico.

2.3.2.1.3. Arenas, limos y arcillas (32)

Gradualmente hacia techo, y lateralmente, los materiales conglomeráticos adquieren una granulometría más fina, manifestándose como una superposición de cuerpos arenosos, limos y arcillas. Estos tramos tienen un espesor variable, pero pueden alcanzar los 50 m. Los sedimentos arenosos, que principalmente son de cuarzo y carbonatos, tienen forma tabular e interiormente muestran estratificación cruzada y signos de haber sufrido edafizaciones, como son presencia de pedotúbulos, cementaciones carbonatadas y formación de arcillas fibrosas (atapulgita y sepiolita). El color y la cementación está en relación con la presencia de clastos carbonáticos; cuando éstos están presentes, el color de los sedimentos es rojo y se produce una mayor cementación; cuando éstos no están, el color es crema y las arenas son arcósicas y no suelen estar cementadas.

Los litologías más finas, los limos, están intercalados entre los cuerpos arenosos, muestran también signos claros de edafizaciones y procesos de hidromorfismo, lo que nos habla de haber sufrido situaciones de mal drenaje.

El medio sedimentario donde se produciría el depósito de estos materiales sería una llanura aluvial recorrida por canales fluviales por los que migraban barras arenosas, en la cual se sedimentaban las arcillas resultantes del desbordamiento de los canales. Esta llanura era un área mal drenada, como lo indican los procesos hidromórficos. Corresponderían a las facies distales de los abanicos aluviales, cuyas facies más proximales han sido descritas en el párrafo anterior. El clima era árido, como así lo señala la presencia de las arcillas (atapulgita y sepiolita) y las cementaciones carbonatadas.

2.3.2.1.4. Yesos laminares (31)

La unidad anterior pasa lateralmente a depósitos detríticos-sulfatados, los cuales están representados por yesos laminares y arcillas grises y rojas. El espesor de la serie puede alcanzar los 40 m.

Los yesos están formados por una superposición de cuerpos tabulares de 5 a 10 cm de espesor, que interiormente están formados por grandes cristales de yeso (selenita) dispuestos en empalizada.

Intercalados con los yesos se encuentran arcillas cuyo color varía de rojo a gris.

La interpretación sedimentaria que hacemos de estos depósitos es que se han originado en un área encharcada cuyas aguas estaban muy cargadas en sulfatos. En estos ambientes se producirían, ocasionalmente, aportes de material detrítico, arrastrados por los canales fluviales situados en la subunidad anterior, originando la sedimentación de arcillas. Cuando no llegaban los aportes detríticos se produciría la sedimentación de los yesos. El clima era árido.

2.3.2.1.5. Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (33)

Las unidades detríticas y sulfatadas anteriores pasan gradualmente hacia techo a materiales detríticos gruesos. Estos están compuestos por bloques y cantos de naturaleza diversa: granitos, neises, rocas metamórficas de bajo grado y carbonáticas. El espesor de los materiales es variable, ya que el techo está erosionado en etapas más recientes, pero puede alcanzar los 40 m.

Las características estructurales, tanto singenéticas como diagenéticas, son similares a las descritas en el párrafo homónimo a éste (29). Por lo tanto, el ambiente sedimentario donde se produjo la formación de la unidad era similar.

2.3.2.2. Sedimentos neógenos

Apoyándose en los sedimentos de las formaciones anteriores mediante una discordancia angular y erosiva se encuentran materiales de granulometría muy variadas, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias situadas en la base y en el techo. Esto implicaría la existencia de un ciclo sedimentario que integraría a varias facies sedimentarias de las cuales trataremos a continuación. Las distintas facies han sido consideradas por anteriores autores como independientes las unas de las otras, no integrándolas en una misma secuencia deposicional, adjudicándoles edades que variaban desde el Oligoceno al Cuaternario.

Las paleodirecciones observadas en los sedimentos, así como la distribución de las facies, nos indican que las mismas están relacionadas con las lineaciones morfotectónicas de la Sierra de Guadarrama, a diferencia de los sedimentos terciarios paleógenos infrayacentes, que no tienen esta relación. El depósito de estas facies es contemporáneo con la estructuración y levantamiento de la Sierra de Guadarrama.

La edad de estos materiales puede ser estimada, pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos, ya que en hojas próximas a ésta se encuentran las mismas unidades o sus

cambios laterales de facies, que tienen una edad que varía desde el Ramblense al Vallesien. Así son correlacionables con un yacimiento de macromamíferos del Ramblense (Mioceno inferior), situado en la Hoja de Colmenar Viejo (J. MORALES, com. pers.) y con los depósitos del área de Madrid, que contienen los yacimientos del Aragoniense inferior al Vallesiense de macro y micromamíferos (HOYOS *et al.*, 1985; SESE *et al.*, 1985, y ALBERDI *et al.*, 1985). Una síntesis del Neógeno de la Cuenca del Tajo, donde se relacionan sedimentación y eventos tectónicos con sus dataciones relativas, ha sido dada por LOPEZ-MARTINEZ *et al.*, 1986.

Otro criterio que apunta esta datación es el paralelismo encontrado por los autores de la Hoja de El Espinar (507) entre la secuencia de alteraciones observadas en el área de Aldeavieja, formada por Series Rojas, con la establecida en el borde occidental del Duero por MARTIN SERRANO (1986).

La secuencia deposicional, que engloba a las facies que describiremos a continuación, se manifiesta con iguales caracteres tanto en la Cuenca del Duero como en la del Tajo y tiene una evolución sedimentaria negativa, es decir, hacia techo aumenta la energía, haciendo que las subunidades de granulometría más gruesa prograden sobre los de granulometría más fina.

Las condiciones paleoambientales que se deducen de las facies estudiadas y de las estructuras encontradas en ellas indican un ambiente árido, ya que apenas hay indicios de forestación en los paleosuelos, y éstos son de reducidas dimensiones. Además, los aluminosilicatos, como feldespatos y micas, que se encuentran en los sedimentos no están excesivamente alterados. Las arcillas, que son esmectitas o illitas, con alguna muestra de paligorskita, nos confirman la aridez del clima (fig. 4). Dentro de esta tendencia árida se alternaban épocas de mayor humedad que hacían que los abanicos adquirieran carácter torrencial con una intensidad difícil de imaginar hoy, transportando, en la zona de cabecera, bloques de hasta 3 m de diámetro.

2.3.2.2.1. Bloques y cantos (36)

Esta unidad ha sido señalada por algunos autores, pero donde por primera vez se les da la importancia que tienen, en el contexto del relleno de la Cuenca del Tajo y del levantamiento del Sistema Central, es en el trabajo de HERNANDEZ PACHECO (1962), que la denomina «facies de grandes bloques». Un punto óptimo (y clásico) de observación es en una trinchera del ferrocarril en las proximidades de Torrelodones, en la Hoja de San Lorenzo de El Escorial (533).

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 1 a 3 m de espesor, donde los bloques y cantos se encuentran en contacto entre sí, formando una burda imbricación; los huecos que dejan los bloques y cantos están rellenos por gravas muy gruesas y cantos pequeños. Los cuerpos se superponen unos a otros, presentando una base irregular y erosiva, e intercalados entre ellos hay algún estrato formado por cantos pequeños que muestran estratificación cruzada.

Pensamos que el medio sedimentario donde se depositan estos materiales serían canales

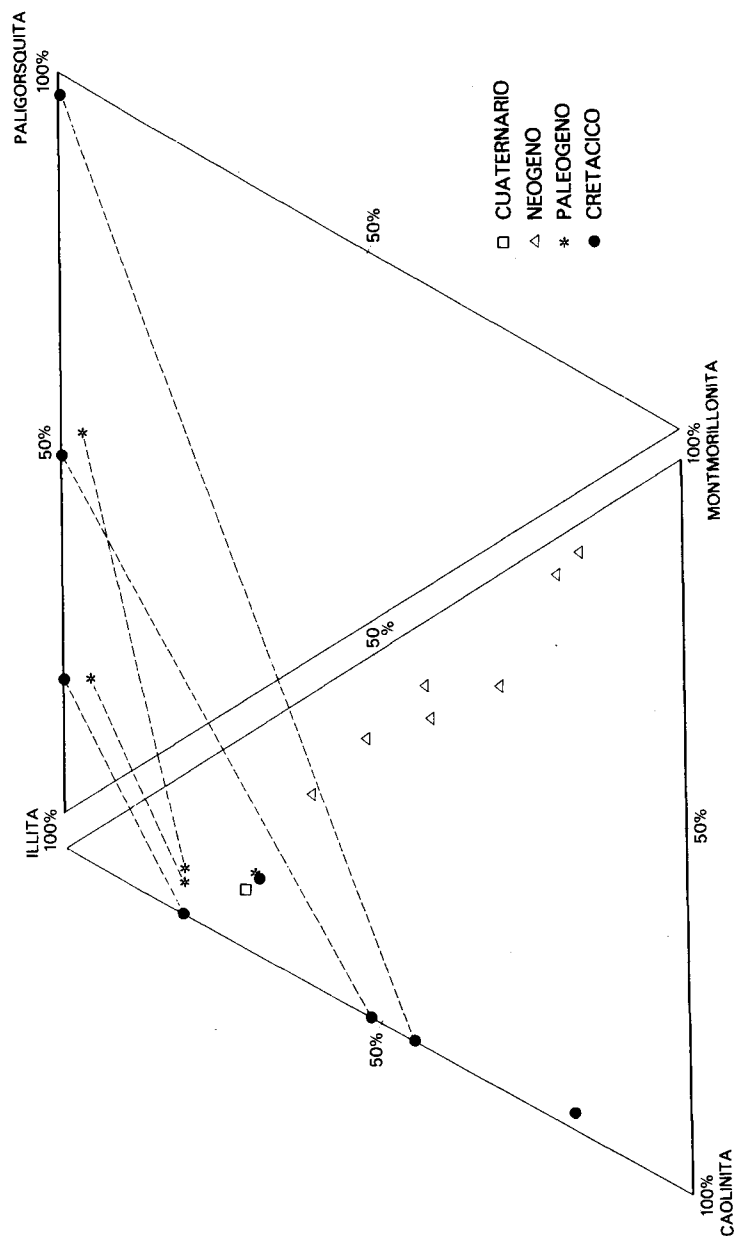


Figura 4. Diagramas triangulares de composición de arcillas para el Mesozoico, Terciario y Cuaternario.

fluviales entrelazados, con una energía tractiva enorme, localizados en las zonas proximales de abanicos aluviales. En este canal los cuerpos de cantos con estratificación cruzada corresponden a barras, y los bloques imbricados son los depósitos residuales o de *lag*.

Esta subunidad ha sido reconocida a lo largo de todo el borde del Sistema Central, tanto en la Cuenca del Duero como en la del Tajo. El espesor de la misma es muy variable, pero en esta hoja puede alcanzar, al menos, los 30 m.

2.3.2.2.2. Cantos y arenas (35)

Lateralmente, los materiales descritos en el apartado anterior pasan a sedimentos de granulometría más fina, como son cantos de tamaño medio o pequeño y arena gruesa.

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 0,5 a 1 m de potencia e interiormente ofrecen estratificación cruzada de surco. Los cuerpos canalizados tienen base erosiva y están tapizados por cantos de tamaño mediano o pequeño, y los formados por arenas tienen signos de haber sido edafizados en el techo.

Corresponden a una sedimentación realizada mediante canales fluviales de curso entrelazado, los cuales arrastraban barras de cantos y de arena gruesa perteneciendo a las partes medias y proximales de abanicos aluviales. El espesor de la subunidad puede alcanzar los 60 m.

2.3.2.2.3. Arenas (34)

Los materiales descritos en el párrafo precedente pasan lateralmente a facies menos gruesas, representados por sedimentos arenosos. Estos se organizan en cuerpos cuya forma es casi tabular, con base suavemente canalizada. Están formados en gran parte por arenas cuya granulometría varía de gruesa a fina.

Los cuerpos presentan estratificación cruzada, tendida, superficies de reactivación, tapices de cantos pequeños en la base y edafizaciones a techo que pueden alcanzar a la totalidad del cuerpo, perdiéndose las estructuras sedimentarias y adquiriendo el estrato un aspecto desorganizado.

Intercalados entre los cuerpos de arena se encuentran limos arenosos que muestran procesos de hidromorfismo y edafización.

La sedimentación de esta subunidad se realiza mediante corrientes de agua que tenían cauces amplios y poco profundos, circulando a través de una llanura cubierta por estos canales. Los cursos de agua arrastraban fangos arenosos, cuyo desplazamiento no es continuo, sufriendo interrupciones ligadas, posiblemente, a descensos del caudal de agua y marcados por superficies de reactivación. Los canales, cuando dejaban de funcionar, eran edafizados. La edafización se aprecia en la pérdida de organización interna de los cuerpos arenosos y en las películas de óxidos y de arcillas que bordean los granos de cuarzo. El espesor de la subunidad puede superar los 80 m.

2.3.3. Cuaternario

2.3.3.1. Limos negros y arenas (37)

Esta unidad, junto con la siguiente (38), componen unos depósitos fluvio-lacustres que aparecen en las proximidades de la localidad de Redueña. Están afectados por una tectónica reciente, ya que se encuentran plegados y basculados (hasta 30°) hacia el NO.

Se componen de una alternancia de niveles de arenas medias y finas y niveles de limos de color negro con materia orgánica muy abundante (fig. 4).

En estos niveles oscuros han aparecido restos de vertebrados fósiles (*Equus caballus*, *Apodemus* sp. y *Microtus brecciensis*), que indican una edad Pleistoceno medio (CABRERA *et al.* (1983).

2.3.3.2. Gravas y arenas (38)

Sobre los materiales anteriores (37) se encuentran estos depósitos, que forman una sucesión de carácter negativo (aumento del tamaño medio de grano hacia el techo) y progradante.

Se componen de cuerpos canalizados de gravas y arenas con estratificación cruzada de surco. Su composición es arcósica, con cantos de cuarzo y fragmentos de rocas ígneas y metamórficas.

El área fuente principal de estos materiales parecen ser los sedimentos paleógenos adyacentes sobre los que se instalan.

2.3.3.3. Arenas, limos y cantos (glacis) (39)

Son depósitos gravitacionales o de arroyada que articulan laderas con fondos de valle.

Los materiales que componen estos depósitos son arenas, cantos y limos con abundante matriz. La litología depende de la naturaleza de las rocas adyacentes de los que se alimentan estos sedimentos.

Su génesis está ligada principalmente al encajamiento de la red fluvial.

2.3.3.4. Bloques, cantos y arenas (conos de deyección)

Se localizan en los márgenes de los cursos fluviales, relacionados con salidas de barrancos.

Se componen de cantos y gravas con matriz arenosa, que en zonas proximales y relacionados con relieves fuertes alcanzan el tamaño de bloques. La litología depende de los materiales existentes en la cuenca de recepción, pero en general son cantos de rocas graníticas, neísicas y cuarzo, con una matriz arcósica.

En Soto del Real se presenta un sistema de conos amalgamados muy desarrollados, pero ya disectado por la red fluvial más reciente.

2.3.3.5. Gravas, arenas y limos (terrazas) (41, 42 y 43)

Las terrazas en el ámbito de la Hoja tienen un desarrollo muy desigual. Las más desarrolladas son las que corresponden al río Jarama, donde se han diferenciado tres niveles, y las del río Guadalix, donde se han diferenciado dos.

Están constituidas por gravas, arenas y limos de naturaleza predominante ígnea y metamórfica (granitos, neíses, cuarzo, etc.) y en ocasiones también cuarcítica, sobre todo en las del río Jarama.

2.3.3.6. Arenas, cantos y limos (coluviones) (44)

Los coluviones adquieren mayor desarrollo en las áreas más montañosas de la Hoja, donde proliferan los canchales o pedrizas.

Son arenas, cantos y limos, generalmente sueltos, sin matriz y de poco espesor. Ocasionalmente pueden alcanzar el tamaño bloque.

2.3.3.7. Arenas, limos y gravas (aluviales, fondos de valles) (45)

Son sedimentos ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por gravas, arenas y limos de naturaleza poligénica (granitos, neíses, cuarzo, etc...) y granulometría muy heterogénea.

Los depósitos ligados a los cursos fluviales encajados en los sedimentos terciarios suelen tener una granulometría más fina y homogénea que los instalados sobre los materiales del zócalo hercínico.

2.3.3.8. Limos, arenas y turberas (fondos de navas) (46)

Corresponden a depósitos detríticos finos que rellenan fondos de áreas deprimidas y mal drenadas.

Suelen poseer un alto contenido en materia orgánica, pudiendo llegar a desarrollar turberas.

3. PETROLOGIA

3.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

3.1.1. Metasedimentos

En esta Hoja los metasedimentos se han agrupado en dos conjuntos distintos en base a su localización geográfica, así como a otros rasgos tales como tipo de asociación litológica y características texturales. El primero lo denominaremos Metasedimentos del Sector Occidental (Colmenar Viejo-Soto del Real) y el segundo Metasedimentos del Sector Oriental (El Vellón-Pedrezuela). Pese a la clara individualización geográfica de ambos conjuntos dentro

de la Hoja, se ha optado, al igual que en las restantes Hojas de la Sierra de Guadarrama, por no diferenciarlos en el mapa debido al desconocimiento que por el momento se tiene de sus relaciones cronoestratigráficas y a las dudas existentes sobre la importancia de las diferencias en la asociación litológica de ambos conjuntos. En cualquier caso se describen en este capítulo de la memoria.

3.1.1.1. *Metasedimentos de la zona Colmenar viejo-Soto del Real*

Se agrupan en este epígrafe un conjunto de metasedimentos formado principalmente por paraneises con intercalaciones importantes de mármoles y rocas de silicatos cálcicos y niveles cuarcíticos de poca importancia. Afloran sólo en la parte occidental de la Hoja, formando una banda irregular arqueada que se extiende desde Colmenar Viejo hasta las proximidades de Soto del Real. A techo estructural de esta banda de metasedimentos se sitúa el ortoneis de Los Remedios, que es intrusivo en ellos. Por debajo el contacto es más complejo, siendo en unos casos con ortoneises glandulares metagraníticos y en otros con metasedimentos análogos a los del sector oriental (El Vellón-Pedrezuela).

Paraneises (16)

Son rocas feldespáticas de grano fino (0,15-0,20 mm) y color oscuro en las que no se observan estructuras migmatíticas. Estos rasgos, junto a la presencia de una textura maculosa, visible fácilmente en el campo, les dan un aspecto corneánico que les diferencia claramente de los metasedimentos del sector oriental.

Presentan un bandeo tectónico definido por la alternancia de capas milimétricas de color gris ricas en plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, y otras más finas y oscuras en las que se concentra la biotita y la sillimanita. Este bandeo define una foliación dominante hercínica (probablemente de F2) y encierra una esquistosidad sigmoide anterior. Son frecuentes en estos paraneises pliegues post-foliación de escala centimétrica a decimétrica debidos probablemente a la F3 hercínica (dirección NO-SE en esta zona). Asimismo y con carácter más local se observa una crenulación más débil, cruzada con la anterior, de dirección NE-SO, que representa una fase de pliegues tardihercínicos F4.

Texturalmente estos paraneises son rocas grano-lepidoblásticas, de grano fino y frecuentemente con textura maculosa.

La composición mineralógica es monótona y consiste en cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita y feldespato potásico como minerales principales, con apatito, circón y distena como accesorios. Ocasionalmente se han encontrado granate y cordierita, así como distena y andalucita. Además de estos minerales, que constituyen la paragénesis estable en/o cerca del máximo metamórfico, es muy abundante la moscovita retrógrada. Las alteraciones retrógradas de bajo grado (sericita y clorita principalmente) son sólo importantes en proximidad a bandas de deformación dúctil-frágil o frágiles tardías.

El feldespato potásico pertenece a la paragénesis metamórfica. Es una ortosa con microperititas en *strings*, a veces algo microclinizada y en la que se aprecia deformación interna

(extinción ondulante) y a veces en pseudozonado. También se observa algo de feldespato potásico hidrotermal.

La plagioclasa se asocia al feldespato potásico y al cuarzo en las bandas félsicas con textura granoblástica. Es una andesina ácida (aprox. An35-40), a veces con débil zonado normal a bordes de An30.

La sillimanita es abundante. Domina la variedad prismática, aunque también se observa fibrolita asociada a ésta. La sillimanita se asocia principalmente a la biotita en las capas oscuras, definiendo una lineación mineral sobre la foliación predominante. No obstante, también se encuentra algo de sillimanita en los dominios microlíticos, definiendo una esquistosidad anterior. Es corriente que la sillimanita prismática y la fibrolítica se dispongan sobre la foliación con cierta tendencia a formar pequeños nódulos elipsoidales de 1-3 mm orientados sobre ellas y sobre los que crecen ulteriormente placas de moscovita histerógena. Estos nódulos y su retrogradación son los responsables de la textura maculosa que muestran estas rocas. Los micropliegues F3 afectan a las haces de sillimanita. Este mineral es, por consiguiente, esencialmente sin-F2, aunque algo de sillimanita debe de ser posterior a esta fase. No obstante, durante la F3 persisten condiciones en las que el mineral sigue siendo estable.

El granate se presenta en forma de pequeños granos irregulares aislados o en archipiélagos procedentes de la reabsorción de primitivos porfiroblastos de mayor tamaño. Están transformándose a cuarzo, biotita, plagioclasa y cordierita con posterior nucleación de sillimanita; estos últimos a veces se disponen en corona irregular en torno al granate. También puede encontrarse granate en contacto con feldespato potásico. En resumen, el granate está en contacto con todos los demás minerales progradados de la roca con los que forma paragénesis, aunque se encuentra en proceso de sustitución progresiva por los mismos. El mineral es probablemente anterior a la foliación visible (S2).

La cordierita se ha encontrado sólo en las rocas con granates relictos, lo que confirma una relación reaccional entre ellos. Aparte de sustituir al granate, la cordierita se presenta en cristales irregulares alargados, sobre la foliación y asociados a sillimanita. Puede estar más o menos pinnitizada. La cordierita, al igual que la sillimanita, puede formarse en parte durante el desarrollo de la S2, aunque deben de persistir condiciones dentro de su campo de estabilidad hasta la F3.

La distena sólo se ha observado en un caso, precisamente en una roca con granate y cordierita. Se presenta como granillos abundantes irregulares, blindados siempre por cordierita que los aísla del resto de la paragénesis. Se trata, pues, de un mineral relicto metaestable. Es posible que el período de cristalización sea pre-S2.

La andalucita se ha encontrado en la misma muestra que contiene distena. Constituye agregados de cristales euhedrales que atrapan lineaciones de inclusiones rectas de la S2 (texturas helicíticas rectas). Su blástesis sería posterior a la F2.

Como ya se ha dicho, la moscovita es abundante en estas rocas en forma de metablastos relativamente grandes (0,5-1 mm) de bordes simplectíticos que crecen sobre los agregados de sillimanita discordantemente respecto de S2 (Cross-Micas). En las rocas donde se observan micropliegues de F3 las placas de moscovita fosilizan a veces las charnelas de los

misimos. No obstante, los metablastos muestran cierta orientación dimensional estadística en relación con las estructuras de la F3, lo que sugiere un crecimiento tardicinemático a la F3. Por otro lado, las placas de moscovita pueden mostrar una débil deformación superpuesta en forma de doblamientos y kinkados que puede atribuirse a una fase de deformación posterior (F4 ? de pliegues NE-SO).

Es interesante destacar la existencia corrientemente en estas rocas de turmalina accesoria en cristales post-S2 con texturas helicíticas rectas de esta foliación. A veces se asocia claramente a las moscovitas metablasticas. Probablemente ambos minerales se relacionan con una actividad hidrotermal en condiciones metamórficas ya de grado medio, en relación con el emplazamiento del cortejo de granitoides de dos micas de Los Remedios-Rancajales.

Mármoles y rocas de silicatos cálcicos (15)

Estas rocas son bastante frecuentes intercaladas en los paraneises.

Forman afloramientos de cierta extensión, como el de Cerro Eugenio, junto a Colmenar Viejo, constituido por mármoles y rocas de silicatos cálcicos o bien cuerpos lenticulares bastante continuos, como el que se observa al O de Arroyo Espino. En Los Rancajales los cuerpos de rocas de este tipo se reducen a lentejones pequeños (boudines) de rocas de silicatos cálcicos desconectados entre sí; se localizan generalmente jalonando la zona de cizalla a muro estructural de este conjunto de metasedimentos. Probablemente tamaño y desconexión guardan relación con la elevada deformación visible en esta zona.

Los mármoles sólo se han observado en Cerro Eugenio, donde forman probablemente la charnela de un pliegue y en sus inmediaciones, al N de la autovía y en un pequeño *roof pendant* al E de la carretera local de Colmenar Viejo a Guadalix.

Los mármoles son rocas de color blanco en las que destacan sobre la mesostasia carbonatada abundantes porfiroblastos de gran tamaño (3-4 cm), de grosularia e idocrasa dispuestos en bandas continuas o como sargas de cristales. Estas definen una verdadera fábrica planar que, como se comprueba al microscopio, mimetiza un bandeoado composicional anterior que podría ser una So. Se observa, asimismo, una esquistosidad local oblicua a esta fábrica, subvertical y nortada, probablemente en relación con las fallas de desgarre que abundan en esta zona de la Hoja, o bien ligadas a repliegues NO-SE de gran radio.

Los mármoles están compuestos por calcita, clinopiroxeno, granate, idocrasa y wollastonita como minerales principales. A éstos hay que añadir feldespato potásico en proporciones que llegan a ser importantes en los tipos transicionales a rocas de silicatos cálcicos. Como minerales secundarios se encuentran calcita, cuarzo y clinozoisita.

El clinopiroxeno se concentra en bandas de espesor milimétrico o centimétrico, probablemente miméticas de una primitiva estratificación. Es un tipo incoloro de tipo diópsido.

El granate y la idocrasa crecen precisamente sobre estas bandas. El primero es de tipo grosularia, observándose en la segunda un zonado óptico cerca del borde. Ambos se presentan en forma de grandes poiquiloblastos cribados de cristallitos de clinopiroxeno de

tamaño inferior a los de la mesostasia. Sus bordes son muy irregulares e interpenetrados con la mesostasia, carbonatos o cristales de feldespato potásico. En el primer caso (matriz carbonatada) los granates, y en menor proporción la idocrasa, muestran en los bordes crecimientos radiados de wollastonita en fibras o prismas finos que se aprecian a simple vista. La wollastonita intercrece con el granate desde el mismo núcleo de los cristales, donde se presenta como prismas de pequeño tamaño que muestran ya la disposición centro radiada. Hacia el borde del granate el tamaño de los prismas aumenta, llegando a formar en la parte externa del cristal una verdadera corona de aspecto reaccional. No obstante, podría tratarse también de una verdadera textura simplectítica en la que ambos minerales crecen simultáneamente. Cuando los porfiroblastos de granate o idocrasa crecen en niveles más impuros, ricos en feldespato potásico, este último aparece también como inclusión junto con el clinopiroxeno. En estos casos no se observa wollastonita, lo que demuestra la existencia de un control composicional.

La wollastonita, además de asociarse al granate y a la idocrasa en la forma mencionada, se presenta también en cristales aislados en la mesostasia carbonatada de los mármoles, con acentuada orientación dimensional en aquellas rocas en las que se observa la esquistosidad tardía citada más arriba. En estas rocas también los cristales de carbonato y clinopiroxeno muestran orientación dimensional acusada.

La retrogradación de estas rocas es débil o moderada y consiste en la sustitución de la wollastonita por calcita y cuarzo y la transformación del granate y de la idocrasa a cuarzo, calcita y clinozoisita en relación con microfaturas muy tardías.

La separación de efectos debidos al metamorfismo regional y del metamorfismo de contacto provocado en los mármoles por las vecinas adamellitas de tipo Colmenar Viejo resultan difíciles de estimar dado el elevado grado (grado alto) alcanzado por el primero.

Las rocas de silicatos cálcicos son, por lo general, de color verdoso y con un bandeoado composicional que se refleja en cambios de tonalidades, desde verde pálido a verde oscuro.

Hay dos tipos principales de rocas de silicatos cálcicos, las piroxénicas y las anfibólicas (para-anfibolitas). La textura es granoblástica y el tamaño de grano fino.

Las rocas de silicatos cálcicos de tipo piroxénico están constituidas por cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno como minerales principales, a los que hay que añadir en algún caso granate. Los accesorios, a veces abundantes, son esfena y apatito. El bandeoado composicional es debido a variaciones en las proporciones de los minerales principales.

La plagioclasa es un tipo de composición intermedio-básica (andesina-labradorita). El clinopiroxeno varía de incoloro (diópsido) a verde pálido (salita, Fe-salita).

La alteración secundaria es débil, reduciéndose por lo general a sericitización de la plagioclasa, sustitución del granate por clinozoisita y formación de anfíbol actinolítico a partir del piroxeno o rellenando fisuras.

Las rocas de silicatos cálcicos de tipo anfibólico están compuestas por cuarzo, plagioclasa y hornblenda como minerales principales, pudiendo también encontrarse en elevada proporción feldespato potásico y clinopiroxeno. Los accesorios son esfena, apatito, opacos, circón y flogopita, esta última en proporción a veces importante.

El anfíbol es una hornblenda verde-azulada y suele ser poiquilítico, conteniendo inclusiones principalmente de cuarzo. En las rocas con clinopiroxeno éste parece de formación anterior al anfíbol.

El feldespato potásico es una ortosa algo microclinizada sin pertitas visibles. Frecuentemente muestra texturas de reemplazamiento respecto a la plagioclasa.

La alteración retrógrada se restringe a sericitización de la plagioclasa.

Un caso peculiar de roca de silicatos cálcicos se observa en la zona de Los Rancajales. Se trata de un pequeño lentejón de color blanquecino incluido en los granitos de dos micas que afloran en este área. Es una roca granoblástica con cierto bandeo composicional, formada por cuarzo, feldespato potásico, granate, clinopiroxeno, plagioclasa y wollastonita como minerales principales, con esfena y apatito como accesorios.

La wollastonita se concentra en bandas que alternan con otras en las que se localizan el resto de los minerales principales.

El clinopiroxeno aparece junto con el cuarzo, que es el mineral más antiguo, ya que está incluido en todos los demás. Por otro lado, la wollastonita parece el más tardío de la sucesión progradada, ya que engloba al granate, aunque ambos forman parte de la paragénesis.

La alteración retrógrada consiste en reemplazamientos de la wollastonita por calcita y cuarzo, según microfracturas, así como reemplazamientos de la plagioclasa y rellenos de fisuras por prehnita. También se observan reemplazamientos puntuales de la plagioclasa por agregados de probable clinozoisita.

La ortoanfibolita de Los Rancajales deriva probablemente de rocas ígneas de afinidad toleítica ($\text{SiO}_2 = 48 \%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,50 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15 \%$).

3.1.1.2. Metasedimentos del sector oriental El Vellón-Pedrezuela (16)

Constituyen la prolongación de las series metasedimentarias que afloran más al N (serie de Buitrago FERNANDEZ CASALS, 1976, y anteriormente fueron estudiadas dentro de este sector por BABIN VICH, 1971; OCHOA, 1976; LOPEZ RAMOS y NAVIDAD, 1981, GONZALEZ LODEIRO, *et al.*, en prensa).

Afloran al E y N del Macizo de San Pedro, en el Macizo de La Najarra, y constituyen el encajante de los cuerpos ortoneísicos que inducen en algún caso (El Vellón y Pedrezuela) fenómenos de hidrotermalización junto al contacto, con el desarrollo de turmalinitas anteriores a las dos fases principales de deformación sinquistosa (S2, S3), visibles en todo el área. Por el E (San Agustín de Guadalix-El Molar) estos metasedimentos son fosilizados por las formaciones Mesozoicas y Terciarias.

La serie metasedimentaria presenta dos tramos: el que ocupa la posición estructural superior aflora al NE del Macizo ortoneísico de El Vellón y está formado por micacitas con intercalaciones metasamíticas y potentes niveles de cuarcitas. Este tramo, en el sector septentrional

del macizo, se encuentra desconectado del resto de la serie por una falla normal tardía, de labio E. hundido, que origina un importante salto metamórfico (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa).

Hacia el O la serie metasedimentaria está formada por esquistos feldespáticos y metasamitas feldespáticas con niveles de escasa potencia de cuarcitas, cuarzoanfibolitas y paraneises biotíticos con pequeños *boudins* de rocas calcosilicatadas. Estas últimas se encuentran también como macroenclaves dentro de los ortoneises de este sector.

Micacitas y paraneises biotíticos

Constituyen una serie de ascendencia pelítico-samítica. Son de textura porfidolepidoblástica, siendo su composición mineralógica bastante constante en todo el macizo, a excepción del sector situado al NE del macizo ortoneísico de El Vellón, donde aparecen los tipos más micacíticos.

A escala microscópica presentan una esquistosidad principal (S2), afectada por planos C posteriores definidos por micas tardías.

La asociación mineral que se encuentra en estos metasedimentos está formada por: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, granate, y como silicatos alumínicos: estauroлита, distena y sillimanita. Como minerales secundarios de origen retromórfico figuran: clorita, moscovita y sericita, y como accesorios: apatito, circón, rutilo, turmalina y opacos.

Paragénesis metamórficas con granate-estauroлита sólo se han encontrado al NE del Macizo Ortoneísico de El Vellón; las paragénesis donde coexisten distena y sillimanita quedan restringidas al sector comprendido entre el Macizo de El Vellón y el contacto O del ortoneís de Pedrezuela; más al O desaparece la distena, desarrollándose paragénesis exclusivamente con sillimanita. Así pues, todo este sector se encuentra situado dentro del grado medio.

Al S del macizo metamórfico y en la proximidad al contacto con la adamellita porfídica de El Molar han sido citados cordierita y andalucita en asociación metamórfica de contacto (LOPEZ RAMOS y NAVIDAD, 1981).

Las micas, biotita y moscovita forman crecimientos lepidoblásticos que definen la esquistosidad (S2). La primera de ellas aparece también en porfidoblastos, en asociación con estauroлита, y su formación es sincrónica o ligeramente anterior a la esquistosidad S2, ya que en ocasiones presenta inclusiones rectilíneas de cuarzo (S1) y colas de presión formadas por clorita, o aparece incluida en la estauroлита.

La estauroлита aparece como mineral estable y con carácter restringido al NE de El Vellón. Presenta inclusiones rectilíneas y sigmoidales de cuarzo y rutilo en continuidad con la esquistosidad general (S2); también presentan bordes idioblásticos recrecidos. Su blástesis comprende, pues, desde la interfase F1-F2 hasta después de la F2.

El granate se encuentra como mineral estable en los esquistos orientales y metaestable en el resto del área. Al igual que la biotita presenta colas de presión definitas por clorita, también encierra inclusiones rectilíneas (S1) helicíticas restringidas al núcleo del cristal, y

sigmoidales en continuidad con la S2. El período de blástesis de este mineral se extiende, pues, desde interfase F1-F2 hasta después de finalizar la F2. En el resto del área este mineral aparece como:

- a) Relicto incluido en cuarzo y plagioclasa de recristalización tardía (post-F3).
- b) En reabsorción (texturas en atolón), transformado a biotita, moscovita y cuarzo. A partir de núcleos de sillimanita al O de El Vellón.

La distena, al igual que la sillimanita, aparece con carácter generalizado en el dominio central. La primera es abundante en los metasedimentos que afloran entre los ortoneises de El Vellón y el contacto O del Macizo ortoneísico de Pedrezuela. Aparece como mineral residual, transformado a sericita e incluido en plagioclasa o moscovita tardía (sin a post-F3). En algún caso se han observado secciones tabulares deformadas y desestabilizadas, orientadas conforme a la esquistosidad S2. El período de blástesis de este mineral puede suponerse ligeramente anterior a la F2.

La sillimanita es un mineral frecuente y muy extendido, que incluso llega a aparecer en los micaesquistos surorientales de El Vellón. Se nuclea durante la F2 y aparece frecuentemente en madejas fibrolíticas que definen sigmoides, incluidos entre los planos «C» posteriores. Se nuclea a partir de las micas que componen la esquistosidad S2 o bien a partir de porfidoblastos de biotita o granate. Con frecuencia aparece incluida en cuarzo sin F3 o moscovitas sin-tardí F3. Es, pues, un mineral sincinemático con la F2.

Clorita y moscovita tardía son minerales originados durante el metamorfismo retrógrado asociado a la F3 y post-F3. Ambos minerales definen junto al cuarzo, una esquistosidad de cizalla muy penetrativa en todo este área; sobre ella aparecen también cristales cruzados de ambos minerales.

Paraanfibolitas

Aparecen ampliamente repartidas por todo el sector, incluidas entre los metasedimentos o bien como enclaves en los ortoneises.

En el primero de los casos se trata de *boudins* de cuarzo-anfibolitas granatíferas de procedencia calcosilicatada.

Petrográficamente son rocas granoblásticas con un bandeo definido por anfíboles y granate. Mineralógicamente presentan una asociación formada por: cuarzo, plagioclasa, anfíbol, granate y ocasionalmente desarrollan biotita.

Como accesorios aparecen esfena, circón, ilmenita, apatito y opacos, y como minerales secundarios de origen retromórfico: anfíbol tremolítico, clinozoisita-epidota, clorita y feldespato potásico.

La foliación detá definida por un agregado nematoblástico formado por anfíbol de tipo hornblenda y biotita. El primero de ellos se encuentra reemplazado por tremolita y minerales del grupo de la epidota y la biotita aparece sustituida por clorita con feldespato potásico residual. Esta transformación va asociada a la F3 y es generalizada en las anfibolitas que presentan texturas miloníticas.

El granate es poiquiloblástico, está orientado conforme a la foliación y es sincinemático con ella.

La plagioclasa forma, junto al cuarzo, un mosaico granoblástico, presenta maclas mecánicas y está sustituida por carbonatos y productos sericíticos.

Las anfibolitas que aparecen incluidas en ortoneises (por ejemplo, en Atalaya de El Vellón, Sifón de Guadalix) son rocas masivas muy oscuras de procedencia dudosa y con una foliación mineral definida por anfíboles.

Texturalmente son rocas granoblásticas con una foliación nematoblástica no siempre bien definida. Su asociación mineral está formada por: plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno y esfena; como accesorios: apatito, circón, rutilo, ilmenita y opacos, y como secundarios: clorita, feldespato potásico y cuarzo.

El anfíbol es una hornblenda verde nucleada a partir de clinopiroxeno que aparece de manera residual y esporádica en el núcleo de ésta; a su vez se encuentra reemplazada por biotita, que es sustituida por clorita con feldespato potásico residual. La plagioclasa es primaria, está zonada y presenta un débil maclado polisintético; es fácil encontrarla como mineral residual totalmente sericitizada.

La esfena es un mineral abundante; ocasionalmente se observan núcleos de rutilo.

3.1.2. **Rocas ígneas prehercínicas**

Constituyen un importante volumen dentro de esta Hoja, forman macizos intrusivos en las series metasedimentarias y fueron posteriormente deformados y metamorizados durante la Orogenia Hercínica.

Se engloban dentro de este capítulo:

- Ortoneises bandeados con glándulas esporádicas.
- Ortoneises glandulares mesocratos.
- Ortoneises glandulares metagraníticos.
- Leuconeises.
- Ortoanfibolitas.

Ortoneises bandeados con glándulas esporádicas (13)

Estas rocas afloran en la parte noroccidental de la Hoja, donde constituyen la continuación meridional de una extensa unidad muy bien representada en la vecina Hoja de Buitrago de Lozoya (484). Estos neises fueron agrupados por FERNANDEZ CASALS (1974), en el tramo B1 de la Formación de Buitrago, asignándoles un origen esencialmente metasedimentario.

También se adscriben a este conjunto un afloramiento de neises que aparece localizado al SE de Guadalix de la Sierra, formando un cuerpo lenticular dentro de los metasedimentos

de tipo El Vellón-Pedrezuela, así como neises cartográficamente indiferenciados dentro del Macizo de San Pedro (vertiente E).

Se trata de unos neises peculiares cuyo rasgo más significativo es la presencia de un bandeado metamórfico de tipo estromatítico originado por la concentración de capas de los minerales félsicos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa), alternantes con láminas ricas en biotita y sillimanita. el espesor de las capas leucocráticas varía mucho de unos puntos a otros, aunque por lo general es del orden de 0,5-1 cm. Por otro lado, esos neises pueden contener, de forma esporádica, glándulas proterógenas de feldespato potásico de hasta 3-4 cm de tamaño, generalmente muy dispersas y sólo localmente abundantes. Las estructuras nebulíticas, tan características en los neises glandulares metagraníticos de zonas de alto grado metamórfico, son poco frecuentes. La escasez o inexistencia de glándulas y carácter aluminico (ver capítulo Geoquímica) de estas rocas permite diferenciarlas de los ortoneises glandulares metagraníticos, aunque a veces la distinción puede ser difícil.

En estas rocas se observan esporádicamente enclaves de cuarzo hidrotermal y con más frecuencia de rocas oscuras de grano fino procedentes probablemente de primitivos enclaves microgranudos. En esta Hoja no se han observado enclaves de metasedimentos (rocas de silicatos cálcicos principalmente) que, por el contrario, son muy frecuentes en la Hoja de Buitrago de Lozoya.

La presencia de glándulas proterógenas y de enclaves de probable origen ígneo inducen a considerar al menos a una parte de estos neises como ortoderivados, en contraposición al origen sedimentario postulado hasta este momento.

En estos neises bandeados son muy evidentes los efectos de la tercera fase hercínica. Esta genera repliegues decimétricos a métricos de la foliación regional (S1-2) vergentes al SO, y da lugar a una lineación de microcrenulación y de intersección muy evidente que se refleja en la tendencia general de los leucosomas a adoptar la forma de varillas. Asociada a esta fase se desarrolla una importante lineación mineral marcada por la orientación de nódulos de fibrolita, muy abundantes en estas rocas y que es coincidente con la lineación de microcrenulación, esto es, paralela a la charnela de los pliegues de F3.

Texturalmente los neises bandeados son rocas grano-lepidoblásticas. La composición mineralógica es sencilla. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita con apatito, circón y opacos accesorios. Los minerales secundarios retrógrados son moscovita, a veces en proporción importante, clorita, leucoxeno, sericita, esfena y feldespato potásico. En algunas rocas se ha encontrado cordierita como mineral accesorio.

El feldespato potásico presenta una textura granuda alotriomorfa. Aparece en estas rocas como componente de las glándulas proterógenas y en las bandas félsicas migmatíticas de la mesostasia. Está formado por ortosa, a veces algo microclinizada, frecuentemente microperítica, con subestructuras internas de deformación (extinción ondulante) y reemplazamientos en los bordes por plagioclasa mirmequítica.

La plagioclasa sólo se observa en las bandas félsicas, forma un mosaico granoblástico junto con el cuarzo y el feldespato potásico. Incluye fibras de sillimanita y gotas de cuarzo. Es

una oligoclasa básica (aproximadamente An20-30) en la que puede apreciarse a veces un débil zonado normal.

La sillimanita se presenta en forma de nódulos fibrolíticos elipsoidales a veces de gran tamaño (hasta 10 cm de dimensión mayor) y de forma variable (discos, formas prolatas), dependiendo del tipo de deformación experimentado por la roca durante la F3. Se asocia a las láminas félicas biotíticas. Es probablemente un mineral sin-S2 a pos-F3.

La cordierita, siempre retrogradada a productos micáceos (pinnita), es ocasional. Se presenta en cristales euhedrales pequeños, probablemente relacionados con la destrucción de la biotita durante la migmatización. La cordierita se forma mayoritariamente probablemente después de la F3.

La moscovita es un mineral retrógrado, a veces abundante, sustituye a la sillimanita y en menor proporción a la biotita y feldespatos.

Ortoneises glandulares mesocratos (12)

Constituyen afloramientos de extensión limitada localizados al N y NE de Cabanillas de la Sierra, proximidades de Soto del Real y Navalafuente y extremo SE del Macizo de San Pedro.

Estos macizos ortoneísicos afloran de dos maneras diferentes: a) Aisladamente entre las series metasedimentarias. b) Asociados a los ortoneises metagraníticos, como sucede en el Macizo de San Pedro. Aunque sus relaciones no se conocen con precisión, allí donde han podido determinarse (Macizo de San Pedro) se trata de un contacto neto de tipo intrusivo, deformado y frecuentemente milonitizado.

Estos ortoneises constituyen un volumen importante dentro de las formaciones metamórficas del Sistema Central y fueron caracterizados por primera vez en NAVIDAD y PEINADO (1973) con la denominación de neises glandulares heterogéneos. Dentro de este sector han sido descritos por NAVIDAD, M. (1978), formando parte de la denominada Serie Félica Heterogénea. Se caracterizan estas rocas por su matriz oscura, rica en biotita y por la distribución bimodal de los megacristales feldespáticos, con una población de megacristales de menor tamaño (1-3 cm), que destaca sobre la matriz, proporcionándoles el aspecto de rocas porfíroides, y otra población que llega a alcanzar tamaños muy elevados (6-12 cm), apareciendo los megacristales heterogéneamente repartidos.

La foliación se encuentra definida en estas rocas por capas biotíticas frecuentemente asociadas a sillimanita.

Estos neises en la proximidad a zonas de deformación importante (bandas de cizalla de F2) adquieren una estructura bandeada definida por capas cuarzofeldespáticas alternantes con niveles biotíticos marcando una foliación (S2) muy bien definida que encierra a los megacristales feldespáticos en los que se desarrollan colas de presión definiendo texturas de tipo sigmoide.

Petrográficamente estos ortoneises son de textura glandular con una matriz granoblástica y una foliación bien desarrollada.

Presentan una asociación mineral formada por: cuarzo, feldespato potásico, biotita, cordierita, sillimanita y moscovita. Como accesorios más frecuentes figuran apatito, circón, monacita, esfena, turmalina y opacos, y como minerales secundarios retromórficos, sericita, clorita, sagenita y pinnita.

Plagioclasa y feldespato potásico son los constituyentes principales tanto de la matriz granoblástica como de los megacrístales. El primero de éstos constituye individuos maclados, con maclas de tipo albita; incluye cuarzo en ocasiones con intercrecimientos mirmequíticos. El segundo aparece frecuentemente como microclina peritítica, constituye individuos mono y policristalinos, incluye plagioclasa, cuarzo y biotita y en ocasiones se encuentra aureolado por albita.

La foliación que rodea y envuelve los megacrístales de feldespato proterógenos está formada por un agregado lepidoblástico de biotita y moscovita, esta última ausente en los dominios de alto grado metamórfico; a partir de ellas se nuclea sillimanita fibrolítica, siendo ésta sustituida por moscovita histerógena y en algún caso por manchas irregulares de cordierita, la cual es, a su vez, sustituida por andalucita tardía en las proximidades al Macizo granítico de La Cabrera.

Clorita y sagenita residual sustituyen de forma tardía a la biotita.

Por último, hay que resaltar la presencia de turmalina y apatitos muy desarrollados que se encuentran en estos ortoneises como cristales proterógenos originados muy posiblemente por procesos deutéricos ligados a la génesis de estos ortoneises.

Ortoneises glandulares metagraníticos (14)

Constituyen macizos de extensión variable dentro de la Hoja, siendo en conjunto las rocas que ocupan mayor extensión.

En el sector más oriental de la Hoja estos neises afloran entre metasedimentos de grado medio constituyendo los macizos de El Vellón y Pedrezuela. Ambos macizos presentan una facies de borde formada por leucones con turmalina, a la que se asocia, en el primero de ellos, una facies típicamente porfídica (NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1983) con enclaves microgranudos y surmicáceos. Se encuentran asimismo entre los metasedimentos próximos al contacto de ambos macizos turmalinitas, originadas probablemente por fenómenos deutéricos subsiguientes a la intrusión de los primitivos cuerpos graníticos.

El sector central de la Hoja se encuentra ocupado por los Macizos de San Pedro y Hormigales, que constituyen volumétricamente los cuerpos de mayor importancia; se extienden hacia el NO, ocupando las cotas más altas (Cerro de La Najarra), continuándose ininterrumpidamente hacia el N por los altos de La Morcuera y Canencia (Hoja de Buitrago del Lozoya).

Estos macizos, compuestos mayoritariamente por este tipo de ortoneises metagraníticos en sus diferentes facies y por su conjunto leuconésico asociado proporcionan regionalmente los mayores resaltes morfológicos, contrastando del resto de las formaciones metamórficas por sus formas alomadas.

Dentro de estos macizos se han diferenciado a gran escala distintos tipos de facies: Glandulares s.s., bandeados con glándulas y porfídicos, si bien sus relaciones estructurales se desconocen por el momento. Contienen enclaves de naturaleza muy diferente: xenolitos procedentes de rocas de silicatos cálcicos, metapelitas, metacuarcitas y probables autolitos microgranudos. Muchos de éstos han sido descritos con anterioridad como tipos análogos a los metasedimentos que afloran en este sector (FERNANDEZ CASAL, 1976; NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1983).

En general son rocas bien estructuradas, aunque su grado de anisotropía varía dependiendo del tipo de facies; se observa en ellos una foliación (S2) replegada que es tanto más patente cuanto menor sea la proporción en glándulas del neis. Esta foliación está fuertemente transpuesta por pequeñas bandas de cizallas posteriores a ellas, a favor de las cuales aparecen removilizados tardíos de estructura granuda (crocidas de WAARD, 1950).

Son rocas de composición esencialmente cuarzofeldespática y con un quimismo análogo al de granitos (ver capítulo Geoquímica), por lo que son tipos favorables a la migmatización y en los que frecuentemente se observan removilizados migmatíticos.

Los tipos glandulares s.s. se caracterizan por una elevada proporción de megacrístales feldespáticos, sin dispersión en su tamaño y con alto grado de homometría; contienen abundante biotita que se concentra en agregados o en nidos que resaltan del resto de los componentes minerales de la roca y presentan una matriz esencialmente cuarzofeldespática y de tipo granoblástico. Son frecuentes en estos ortoneises diferenciados micropegmatíticos en pequeñas masas con concentrados de turmalina y sulfuros y abundantes diques metaaplíticos asociados.

En los tipos bandeados las glándulas disminuyen en proporción y tamaño y la roca adquiere un aspecto acintado, marcado a su vez por una lineación de estiramiento que es característica en estos tipos más deformados. Este tipo de facies se diferencia bien de los tipos muy glandulares y constituyen, a la escala del macizo, variaciones de éstos sin límites bien definidos.

Los tipos porfídicos fueron definidos en el Macizo de El Vellón (NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981), donde aparecen como una facies de borde de los glandulares s.s. Su aspecto textural es el característico de facies subvolcánicas; contienen megacrístales de pequeño tamaño de feldespatos con bordes reabsorbidos, cuarzo globuloso y nidos biotíticos que destacan sobre la matriz cuarzofeldespática. Estas facies de borde contienen abundantes enclaves microgranudos y surmicáceos.

Con respecto a la edad de estos ortoneises, actuales representantes de antiguos granitos, existen discrepancias entre los diferentes autores sobre la situación del evento intrusivo. Dataciones absolutas realizadas en el Macizo de Pedrezuela, sobre roca total, mediante isocrona Rb-Sr indican una edad $476 \pm$ m.a. (VIALETTE, *et al.*, 1986), que concuerdan con la obtenida en otros Macizos del Sistema Central (VIALETTE, *et al.*, 1987), correspondiendo dicho evento magmático al límite Cámbrico-Ordovícico. Datos de otros autores (BISCHOFF, *et al.*, 1986), obtenidos por el método de U-Pb en circones procedentes de ortoneises análogos (Antoñita, neis Hiendelaencina), indican una edad más antigua, 540-560 m.a.

En cualquiera de los casos, los datos actuales indican que dicho evento magmático irá ligado a un ciclo anterior al Hercínico, del cual no existen evidencias claras.

Texturalmente estas rocas presentan una matriz heterogranoblástica en la que destacan porfidoblastos feldespáticos de mayor tamaño. La foliación es residual en los tipos glandulares s.s. y bien definida en los bandeados; está constituida por biotita y moscovita sobre las que se nuclea sillimanita.

Mineralógicamente presentan una asociación mineral formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, sillimanita y granate ocasional; como accesorios aparecen circón, apatito, turmalina, fluorita y opacos.

El feldespato potásico constituye esencialmente, tanto la matriz de estas rocas como los porfidoblastos. Generalmente es microclina peritítica; los megacristales son frecuentemente policristalinos, a veces maclados en Carlsbad y en ocasiones presentan un borde albitico con cuarzo mirmequítico.

La plagioclasa primaria (An23-38) constituye megacristales maclados polisintéticamente, presentan frecuentemente lamelas de moscovita orientadas cristalográficamente y ocasionalmente aparecen agregados en sinneusis. La plagioclasa neoformada es más ácida (An9-17) y constituye la matriz de la roca.

La biotita y moscovita forman agregados lepidoblásticos, constituyendo la foliación del neis. También existe moscovita neoformada que se nuclea sobre feldespatos o biotita.

La sillimanita es frecuente, aparece como fibrolita y es mimética con la foliación del neis; también se encuentran cristales aciculares o prismáticos incluidos en megacristales feldespáticos.

El granate es accidental y sólo se ha encontrado en los neises más biotíticos.

Las facies porfídicas del Macizo de El Vellón presentan una mineralogía similar a las anteriormente descritas. Se diferencian, sin embargo, de ellas por:

- Sus texturas blastoporfídicas.
- Presencia de cuarzos subvolcánicos, agregados plagioclásicos en sinneusis y megacristales de feldespato potásico aureolado por oligoclasa ácida.
- Son también característicos los agregados policristalinos de biotita en «nidos», posibles pseudomorfos de otros ferromagnesianos, la escasa presencia de moscovita primaria y abundante apatito y esfena.

Enclaves

Se han estudiado tipos xenolíticos del protolito original así como autolitos con textura microgranuda (NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981).

A) *Xenolitos*. Tipos micáceos y cuarzopelíticos que presentan contactos netos con el ortoneis encajante y una foliación concordante con la D1.

Los primeros están formados por cuarzo, biotita, plagioclasa y feldespato potásico, con abundante rutilo, circón, apatito y opacos.

Los segundos son de mayor tamaño y presentan bordes leucocráticos; son de textura granoblástica y en su composición mineralógica el feldespato potásico es predominante.

Ambos tipos son representativos de la serie metasedimentaria encajante de los ortoneises.

B) *Autolitos microgranudos*. También se han diferenciado dos tipos: feldespáticos y biotíticos. Presentan formas redondeadas y bordes variablemente netos con tamaños que oscilan entre 2 y 7 cm de diámetro. No se ha podido precisar su petrografía.

Leuconeises

Se engloban bajo esta denominación neises cuarzofeldespáticos de tipo aplitoide y pegmoaplitoide con frecuentes nidos de turmalina relleno primitivas cavidades miarolíticas y con moscovita predominante sobre la biotita que define la foliación del neis. Son también características de ellos la presencia de granate, a veces muy abundante y de elevado tamaño (1 cm) y de glándulas esporádicas de feldespato.

Estas rocas, que aparecen ampliamente repartidas en la Hoja, se asocian a los ortoneises glandulares, constituyendo cuerpos de morfología tabular; forma contactos netos con ellos. Otras veces se disponen a borde de los macizos ortoneísicos glandulares y en tránsito gradual representando facies más diferenciadas de éstos (por ejemplo, El Vellón-Pedrezuela). Estos tipos leuconeísicos presentan una esquistosidad (S2) crenulada (F3), concordante siempre con la de los ortoneises asociados, frecuentemente se observa en ellos una lineación de intersección (L3) importante, que se traduce por un fuerte acintado y el desarrollo de varillas de cuarzo.

Texturalmente son rocas granoblásticas con texturas de deformación frecuentes, poligonización del cuarzo y desarrollo de morfologías «discoidales»; microclinización y albitización de feldespatos con desarrollo de mirmequitas y maclas mecánicas en plagioclasa y texturas en mortero a borde de los cristales.

Mineralógicamente los componentes principales de estas rocas son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita; como accesorios más abundantes aparecen apatito, circón, ilmenita, turmalina y granate, este último no siempre presente pero a veces muy abundante.

El feldespato potásico es comúnmente microclina, a veces peritítica, y forma junto a la plagioclasa, de composición albitica, y al cuarzo un mosaico granoblástico poligonizado y recristalizado. También aparece formando porfidoblastos de mayor tamaño incluidos en la matriz.

La biotita, al igual que la moscovita, no siempre está presente. La primera define la foliación del neis, forma cristales tabulares al igual que la moscovita; sin embargo, esta última también aparece neoformada con carácter retrógrado a partir del feldespato potásico y sobre la plagioclasa.

El granate aparece de manera esporádica, aunque es frecuente y en algunos tipos muy abundante; comúnmente constituye cristales esqueléticos de pequeño tamaño con una composición predominantemente almandínica y menos frecuentemente, forma poiquiloblastos de mayor tamaño con textura cribosa.

La turmalina es también frecuente y abundante. Se asocia a biotita cloritizada, circón y opacos.

Ortoanfibolitas

Estas rocas no figuran en la columna del mapa, dado que su presencia en la Hoja se reduce a afloramientos de muy pequeño tamaño. Su importancia obliga, sin embargo, a describirlas en esta Memoria. Las únicas rocas adscribibles a este grupo se han observado en la parte occidental de la Hoja: al NO junto al Puerto de La Morcuera y al N de Colmenar Viejo, en el paraje Los Rancajales.

En el primer caso se trata de paleo-diques o filones básicos dentro de los ortoneises glandulares graníticos y afectados por las deformaciones que muestra éste. Se observan varias intercalaciones delgadas de hasta 0,5 m, subparalelas y que pueden pertenecer a un solo dique plegado o a más de uno. En cualquier caso, la extensión lateral y transversal de la zona donde afloran estas rocas es pequeña.

En Los Rancajales las ortoanfibolitas forman también un pequeño cuerpo lenticular situado dentro de los paraneises, con intercalaciones cuarcíticas, análogos a los del sector oriental.

En el primer caso la roca tiene textura blastoporfídica con fenocristales de plagioclasa de hasta 3-4 mm en una matriz muy fina foliada nematoblástica. En el segundo la textura es grano-nematoblástica. En ambos casos la foliación es concordante con la de los neises encajantes (S2).

La composición mineralógica es parecida en ambos casos y consiste en hornblenda y plagioclasa como minerales principales, con opacos en Morcuera y opacos (en parte sulfuros), rutilo, apatito y esfena como accesorios en Rancajales.

El anfíbol es una hornblenda verde-azulada. La plagioclasa es andesina-labradorita. En Morcuera los fenocristales relictos muestran un zonado normal continuo desde aproximadamente An50-60 a An40 en el borde. Esta última composición coincide con la de los cristales granoblásticos de la mesostasia.

La alteración retrógrada se traduce en la formación de pequeñas cantidades de sericita, clinozoisita, clorita y anfíbol actinolítico. Asimismo hay microfracturas con rellenos de feldespato potásico hidrotermal. La diferencia en ambas rocas en la mineralogía accesorio sugiere probables diferencias geoquímicas pese al parecido petrográfico en los minerales principales.

3.1.3. Rocas ígneas hercínicas

Se incluyen bajo esta denominación las rocas plutónicas y filonianas que se localizan preferentemente en la parte occidental de esta Hoja, constituyendo la prolongación de los macizos distinguidos en la vecina Hoja de Cercedilla. Las primeras se han subdividido en diferentes unidades intrusivas basándose en criterios estructurales, petrológicos y geoquímicos, ordenándose secuencialmente en la leyenda según dichos criterios y considerando las dataciones absolutas realizadas dentro de las mismas unidades en sectores vecinos a éste (IBARROLA *et al.*, 1986).

Las rocas filonianas aparecen como enjambres de diques que se distribuyen dentro de la Hoja, siguiendo las pautas características de la fracturación tardihercínica. Se han establecido diferentes tipos en función de las relaciones estructurales que presentan y de su composición mineralógica.

3.1.3.1. Rocas plutónicas

Leucogranitos foliados. Tipo Los Remedios (5)

Estas rocas sólo afloran en la parte SO de la Hoja, dentro de una banda de dirección aproximada N-S, limitada al E por la falla del Arroyo de La Tejada y por el O por la carretera de Colmenar Viejo a Miraflores de la Sierra. Por el N estos cuerpos de leucogranitos desaparecen prácticamente contra la orla cretácica de Soto del Real-Guadalupe, aunque se observa todavía algún cuerpo aislado al N de la misma, dentro ya del bloque de Hormigales. Por el S, los leucogranitos de este grupo terminan contra las adamellitas porfídicas de tipo Colmenar Viejo. De hecho no hemos encontrado cuerpos claramente asimilables a estos leucogranitos atravesando a las adamellitas.

Constituyen cuerpos lenticulares de tamaño muy variable (desde decamétricos a kilométricos, con anchuras desde algunos metros a hectométricas), generalmente con una dirección en torno a la NE-SO. Los más grandes de estos cuerpos afloran en el paraje denominado Peas Cerro, al N de la base militar de Los Remedios, y en la zona del Charco, junto a la orla cretácica al S de Soto del Real. También junto al propio Colmenar Viejo.

Estos granitoides han sido descritos anteriormente por GONZALEZ DEL TANAGO y BELLIDO (1981) y GONZALEZ DEL TANAGO (1985).

Son cuerpos de granitoides muy leucocráticos y muy heterogéneos en cuanto a tamaño de grano y composición mineral, variando en pequeñas distancias desde tipos aplíticos a pegmatitas siempre moscovítico-biotíticas. Son intrusivos en los distintos tipos de paraneises y ortoneises que afloran en la región, mostrando una cierta concordancia con la foliación metamórfica, aunque a la escala de afloramiento los contactos son en detalle discordantes. Son frecuentes en estos granitoides las fábricas planares debidas a bandeados composicionales o de tamaño de alargamiento del cuerpo intrusivo y buzan por lo general hacia el NE, paraconcordantemente con la foliación del encajante. Es de destacar, asimismo, el desarrollo observado en algunos casos, de una verdadera estructuración tectónica. Este es el caso del macizo de Peas Cerro, que muestra en su parte basal una marcada foliación subsolidus. Asimismo algunos cuerpos están afectados por una de las fases de replegamiento que afectan a la foliación regional S1-2. La posición cronológica de estos granitoides

respecto a los demás granitos que afloran en esta Hoja es por el momento incierta. Parecen por un lado anteriores a las adamellitas porfídicas de tipo Colmenar Viejo, cuyo emplazamiento puede relacionarse con una fase tardía de plegamiento de dirección NO-SE (probablemente la F4). Por otro lado, son al menos en buena parte posteriores a la fase tangencial mayor F2. Por el momento los consideramos en la columna como las rocas intrusivas hercínicas más antiguas de la Hoja.

Texturalmente son rocas hipidiomorfas con tamaño de grano variable desde fino a muy grueso. Algunos cuerpos, como el de Peas Cerro, es mayoritariamente de grano medio a grueso; otros llegan a ser exclusivamente pegmatíticos.

Mineralógicamente son, por lo general, muy monótonos. Están formados por cuarzo, microclina, plagioclasa (albita-oligoclasa ácida), moscovita y biotita. La moscovita es, por lo general, deutérica y se forma a expensas de los feldespatos y de la biotita. Como accesorios se encuentra corrientemente circón, apatito, berilo, topacio, granate, opacos y turmalina. Esta última llega a ser muy abundante, contribuyendo por su color oscuro y su tendencia a concentrarse en bandas a resaltar la fábrica de flujo ígneo característica de estos granitoides. Como minerales secundarios, además de la moscovita, destaca la clorita, fluorita y albita, esta última como sustituciones del feldespato potásico.

Las pegmatitas asociadas a este conjunto de granitoides pueden ser simples o complejas. Estas últimas son las más interesantes, dado su variedad mineralógica y su potencial importancia económica. Han sido descritas en detalle por GONZALEZ DEL TANAGO (1985). Muestran zonalidad textural de borde a núcleo. A los minerales citados anteriormente hay que añadir en estas rocas fosfatos poco comunes, como isokita y la triplita. También niobiotantalita, wolframita, uraninita y pirita. Estas pegmatitas son el resultado de complejos procesos de sustitución subsolidus durante una etapa hidrotermal supercrítica.

Estos granitoides son desde el punto de vista geoquímico rocas muy peraluminadas. Como tales, y teniendo también en cuenta su mineralogía, han sido consideradas por VILLASECA (1985) como granitoides de tipo S procedentes de la fusión durante el metamorfismo regional de rocas mesocrustales, principalmente de los ortoneises glandulares.

Granodioritas básicas y tonalitas (6)

Estas rocas sólo se han observado formando un pequeño cuerpo al S de Colmenar Viejo. El afloramiento se encuentra atravesado por diques subhorizontales de leucogranitos bandeados y pegmatitas y es probablemente anterior a las adamellitas de tipo Colmenar Viejo, aunque las relaciones con ellas no son claramente visibles.

El rasgo estructural más sobresaliente es la presencia de una foliación débil que podrá relacionarse por su disposición con una fase de deformación regional débil (probablemente con la fase de NNE-SSE). Texturalmente son rocas de grano medio bastante homogranulares e hipidiomorfas.

Están compuestas por plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda verde y feldespato potásico como minerales principales, y allanita, apatito, circón y opacos como accesorios. La altera-

ción secundaria es débil a moderada en intensidad. Está representada por clorita, clinozoisita, sericita y leucoxeno.

El anfíbol se presenta en agregados microcristalinos que conservan un contorno externo prismático, por lo que representa probablemente la recrystalización de un anfíbol más antiguo de tipo hornblenda marrón, de la que se conservan restos en algún núcleo.

El feldespato potásico es en parte primario y en parte hidrotermal. El primero es una ortosa peritítica alotriomorfa respecto a todos los demás minerales ígneos, incluidos el cuarzo. Es, por lo tanto, el mineral de cristalización más tardía. El feldespato potásico hidrotermal es adularia y rellena microfracturas junto con epidota.

El cuarzo está totalmente recrystalizado y muestra, al igual que las placas de biotita, indicios de deformación.

La plagioclasa es euhedral y muestra zonados poco marcados normales, desde An50-55 en el núcleo a An40 en el borde).

Los indicios de recrystalización manifestados sugieren que estas rocas han experimentado un metamorfismo de contacto provocado probablemente por las adamellitas de tipo Colmenar Viejo, de aquí la cronología relativa propuesta en la columna.

Las rocas de esta unidad son petrográficamente tonalitas, pero químicamente pueden clasificarse como granodioritas básicas (SiO_2 aprox. 60 %).

Adamellitas porfídicas. Tipo Sierra del Francés (7)

Este tipo de adamellitas fue definido en la vecina Hoja de Cercedilla, donde ocupan una importante extensión como parte del macizo plutónico de La Pedriza. En esta Hoja, las rocas de este tipo afloran sólo en el cuadrante NE, como parte de la continuación oriental del Macizo de La Pedriza, en el Macizo de Navalafuente y como pequeños cuerpos muy deformados localizados al N de Soto del Real, entre los dos macizos plutónicos anteriormente citados.

En el Macizo de La Pedriza las adamellitas porfídicas de este tipo constituyen la parte externa al macizo, bordeando por el N y por el E a los otros tipos graníticos que forman parte del mismo: leucogranitos de grano grueso y las adamellitas con cordierita. El contacto externo de las adamellitas porfídicas es siempre con los metasedimentos y los ortoneises glandulares del Dominio de la Cuerda Larga.

En el afloramiento de Navalafuente las adamellitas de tipo Sierra del Francés ocupan, por el contrario, una posición central respecto a los otros tipos graníticos, representados también aquí por un leucogranito de grano grueso tipo Pedriza y pequeños cuerpos de leucogranito de grano fino-medio. Las importantes fallas de dirección NE-SO, principalmente, que afectan a este macizo modifican considerablemente las relaciones originales entre las distintas unidades plutónicas.

Las adamellitas que afloran en esta Hoja pertenecen a la llamada facies, fundamental en

la vecina Hoja de Cercedilla (508), y se caracterizan por la abundancia de fenocristales de feldespato potásico de gran tamaño (2-4 cm y excepcionalmente de hasta 7 cm) de cuarzo globuloso; más escasos, de aproximadamente 1 cm, inmersos en una matriz de grano medio en la que se incluye la biotita. Asimismo en estas rocas son frecuentes los enclaves microgranudos oscuros de composición tonalítica.

Las estructuras de flujo son bastante acusadas y se manifiestan en bandeados composicionales y texturales, *schlieren* micáceos y disposiciones planares y planolineares de los fenocristales de feldespato potásico. Hacia el contacto con el encajante metamórfico se aprecia un aumento de la heterogeneidad, siendo más abundantes los *schlieren* micáceos y más irregular la distribución de los fenocristales, así como su tamaño, que tiende a disminuir al igual que el tamaño de grano de la matriz.

Las trayectorias de las foliaciones ígneas son variables. Así, en la parte N del Macizo de La Pedriza las orientaciones son frecuentemente E-O, aproximadamente con buzamientos moderados al N (20-50), aunque existen bandas o corredores locales donde la foliación es nortada y subvertical. Por el contrario, en la parte E del macizo la disposición de la foliación ígnea es sistemáticamente nortada con buzamientos elevados al E, próximos con frecuencia a la vertical. Esta misma disposición de la foliación es la dominante en la parte occidental del Macizo de Navalafuente.

Es de destacar que esta última disposición de la foliación coincide con una esquistosidad visible en el encajante metamórfico, en la banda situada al N de Soto del Real, entre ambos macizos plutónicos. Esta esquistosidad es de tipo milonítico, subvertical y va acompañada de acusadas lineaciones de estiramiento subhorizontales. Los pequeños cuerpos de adamellitas porfídicas localizados dentro de esta banda muestran una acusada foliación tectónica con deformación visible de los fenocristales y de los enclaves microgranudos, coincidente con la esquistosidad milonítica del encajante.

Estos datos sugieren que las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés se emplazaron durante una etapa de deformación, quedando su fábrica controlada por la geometría de una probable banda de cizalla subvertical de tipo desgarre, al menos en las proximidades a la misma.

Mineralógicamente estas rocas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales, y apatito, circón, opacos y ocasionalmente monacita como accesorios. Los minerales secundarios más corrientes son moscovita, siempre en muy pequeñas cantidades, clorita, rutilo, esfena, opacos, prehnita y sericita.

El cuarzo se presenta de tres maneras: 1) como fenocristales globulosos de tamaño hasta centimétrico; 2) en la matriz, variablemente recrystalizados y conservando contornos idiomorfos frente al feldespato potásico; 3) como pequeñas inclusiones en plagioclasa y en los fenocristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta como componente principal de la población de fenocristales y también como componente de la matriz, aunque en este caso con textura alotriomorfa respecto a la plagioclasa y al cuarzo. En el primer caso los cristales, corrientemente con macla de Carlsbad, muestran abundante peritización en venas, así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos frecuentemente con zonado normal, oscilatorio (An15-20 aproximadamente) y bordes mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. Suele presentar inclusiones de biotita y a veces de cuarzo.

La biotita es relativamente abundante como láminas individualizadas o pequeños agregados elipsoidales. Se encuentra normalmente transformada en grado variable a minerales deutéricos: clorita, esfena, opacos, rutilo y prehnita.

Como se ha dicho, estas adamellitas se emplazan probablemente durante una fase tectónica menor hercínica que condiciona la fábrica de flujo ígnea y que genera también estructuras y texturas subsolidus claramente tectónicas más o menos acentuadas. La deformación subsolidus observada varía entre protocataclástica y protomilonítica según que se genere o no una fábrica orientada. En las rocas con deformación cataclástica se observan cuarzos con extinción ondulante, poligonización y recrystalización en los bordes y feldespatos con textura en mortero recrystalizados y fracturas de cuarzo, así como microclinización del feldespato potásico. Las texturas protomiloníticas se observan cerca del metamórfico o en los pequeños cuerpos dentro del mismo. La biotita se reorienta mecánicamente, transformándose en los bordes a moscovita e ilmenita. Posteriormente se altera con cierta intensidad a clorita, feldespato potásico y esfena. La recrystalización del cuarzo es muy intensa, así como la microclinización del feldespato potásico. La plagioclasa, pese a la deformación, conserva el zonado ígneo.

Adamellitas con cordierita porfídicas. Tipo Colmenar Viejo (8)

Constituyen la unidad intrusiva más extensa de la Hoja. Comprende varios afloramientos localizados en su parte E (Colmenar Viejo y NE de Guadalix de la Sierra) y un pequeño asomo en la parte occidental, que limita con las formaciones mesozoicas del sector de El Molar.

En general, todos los afloramientos presentan contactos discordantes netos con los materiales metamórficos preordovícicos, tratándose de ortoneises glandulares en el sector E de la Hoja y esquistos de grado medio en la parte O (El Molar); en este último sector se observa una aureola de contacto alrededor del plutón granítico.

El contacto con el resto de las unidades graníticas (tipos leucograníticos) es por falla, si bien incluyen pequeños asomos de carácter aplogranítico.

Morfológicamente, estos granitos dan formas alomadas de escaso resalte; debido a su tamaño de grano (medio-grueso) y a su variable porfidismo son de fácil alteración. Frecuentemente presentan una tonalidad rojiza asociada a las zonas de fractura.

Son rocas de color gris, con un tamaño de grano medio-grueso y un grado de porfidismo muy variable de unos sectores a otros.

Son característicos en estas adamellitas la biotita, que forma pequeños agregados con cordierita y pequeñas concentraciones de sulfuros; los enclaves microgranudos de composición tonalítico-monzonítica y de tipo surmicáceo y frecuentes pegmatitas rellenando cavidades miarolíticas.

Los fenocristales feldespáticos alcanzan tamaños entre 3-5 cm, marcando con frecuencia estructuras de flujo de tipo linear y plano-linear junto a *schlierens* micáceos.

Sobreimpuesto a estas estructuras primarias se observa una fracturación con dirección E-O, que favorece el diaclasado y la incipiente cataclasis.

Mineralógicamente están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muy frecuentemente cordierita. Como accesorios figuran: circón, apatito, monacita esporádica y opacos.

Estos granitos adamellíticos presentan una alteración hidrotermal en grado variable, y como consecuencia, aparecen minerales secundarios, clorita y sagenita, procedentes de biotita, pinnita de alteración de cordierita y moscovita.

El feldespato potásico, ortosa, constituye fenocristales subidiomorfos con maclas frecuentes de Carlsbad, muestra pertitas en venas e incluye al resto de los componentes minerales a excepción de la cordierita; es frecuente su microclinización, así como los bordes con textura en mortero y un fuerte zonado en parches.

La plagioclasa es, por lo general, idiomorfa, presenta maclas polisintéticas y un zonado concéntrico normal con núcleo básico sericitizado y borde albitico con cuarzo mirmequítico; forma intercrecimientos con feldespato potásico.

El cuarzo forma parte de la matriz junto con el feldespato potásico y la plagioclasa. Es alotriomorfo y en general aparece poligonizado y con extinción ondulante; aparece incipientemente recrystalizado.

La cordierita es frecuente; en general se encuentra pinnitizada.

La biotita forma cristales subidiomorfos, a veces agregados en sinneusis; se encuentra incluida en el resto de los componentes principales de la roca y transformada a clorita, epidota y cristales aciculares de rutilo sagenítico.

La moscovita aparece como mineral secundario, se nuclea sobre biotita, pinnita y feldespato potásico.

Por lo que respecta a los enclaves de los granitos adamellíticos, se trata de tipos cuarzo-monzoníticos con una mineralogía formada por plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico y mica verde, y como accesorios: apatito, circón y opacos. son de textura porfídica, formada por una matriz equigranular constituida por cuarzo y feldespato micrográfico en el que destacan fenocristales de tamaño mayor de plagioclasa zonada (An40) y cuarzo. La biotita aparece tanto como fenocristal como en la matriz, siendo frecuentes los hábitos aciculares.

Adamellitas con cordierita. Tipo Los Palancares (7a)

Estas rocas constituyen una unidad intrusiva dentro del complejo de La Pedriza. Afloran en una banda aproximadamente E-O, limitada al S por la falla del Valle Hondo, que sigue la misma dirección, y al N por las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés. Solamente

por el E contacta esta unidad, en un pequeño tramo, con las rocas metamórficas del Dominio Najarra-Cuarda Larga.

Son rocas de grano fino a medio (1-4 mm) en las que destacan fenocristales de feldespato potásico, cuarzós globulosos y placas de biotita. Los primeros son generalmente escasos y con tamaños comprendidos entre 2-3 cm y excepcionalmente mayores (hasta 5 cm.). Los cristales de cuarzo tienen aproximadamente un tamaño de 1 cm y son frecuentes. Son, además, rocas de coloración más clara que las adamellitas de tipo Sierra del Francés, lo que se refleja también en una proporción muy escasa de enclaves microgranudos. Destaca en estas rocas la presencia de cordierita y algo de moscovita bien visibles en el campo.

Se ha podido constatar cierta zonalidad en la distribución de tamaños de grano y probablemente también en la composición hacia el contacto externo de esta unidad con las adamellitas porfídicas tipo Sierra del Francés. En la parte más interna se localizan las rocas de tamaño de grano más grueso (3-4 mm), algo más ricas en biotita y más pobres en fenocristales de feldespato potásico. En la parte externa las rocas son de grano más fino (1-2 mm), algo más leucocráticas y los fenocristales de feldespato potásico más agudantes. El paso de un tipo al otro es rápido y no se puede descartar la existencia de un contacto interno. Esta zonación sugiere que esta unidad adamellítica es intrusiva en las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés. La relación temporal con los leucogranitos de grano grueso no puede establecerse en esta Hoja al estar ambas unidades separadas por la falla del Valle Hondo.

Estructuralmente estas rocas presentan estructuras de flujo planares debidas principalmente a la disposición de los fenocristales de feldespato potásico. Estas estructuras son sistemáticamente E-O y con buzamientos moderados al N en casi toda la unidad, excepto en el extremo oriental, donde giran bruscamente a prácticamente N-S, con elevados buzamientos al E. La organización estructural de esta unidad de adamellitas con cordierita es parecida a la de las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés, aunque más regulares; de hecho, las direcciones E-O parecen trincar las direcciones locales N-S de las segundas a lo largo del contacto N, confirmando así la cronología relativa deducida más arriba. El parecido estructural con las adamellitas porfídicas induce a situar las adamellitas con cordierita inmediatamente por encima en la columna y por debajo en los leucogranitos de grano grueso, estructuralmente isótopos.

Texturalmente las adamellitas con cordierita son rocas inequigranulares hipidiomorfos y porfídicas. Están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales, con cordierita, apatito y circón como accesorios y cantidades variables de moscovita, sericita, clorita, biotita verde y fluorita como minerales secundarios.

El cuarzo se presenta en cristales grandes globulosos, con extinción ondulante, y en cristales pequeños en la matriz, con bordes euhedrales respecto al feldespato potásico.

El feldespato potásico es una ortosa variablemente microclinizada y se presenta como fenocristales euhedrales muy pertitizados y en la matriz, en esta última con texturas intersticiales respecto a los demás minerales principales. Es, pues, el mineral de cristalización más tardía, al igual que en los demás granitoides.

La plagioclasa es subeuhedral. Muestra a veces zonados normales continuos relativamente

profundos, desde andesina ácida en el núcleo a oligoclasa (aproximadamente An15-20) en el borde, con rebordes discontinuos y netos de albita. En algún caso se han observado albitizaciones tardías que destruyen el zonado ígneo.

La biotita, aunque mineral principal, es escasa, lo que imprime a las rocas una coloración más clara que otras adamellititas de la región. Por alteración deutérica se transforma en agregados de clorita, feldespato potásico y minerales opacos.

La cordierita es un mineral característico en estas rocas, donde es relativamente abundante y visible a simple vista, aunque varía mucho en contenido y tamaño de unos puntos a otros. Se presenta en cristales euhedrales y a veces intersticial en la matriz. Siempre está totalmente alterada a agregados diablásticos de biotita verde y moscovita deutéricos.

La moscovita es también un mineral corriente en estas rocas. Es claramente deutérica, formándose por reemplazamiento del feldespato potásico, de la plagioclasa y de la cordierita. Por lo general, su proporción en la roca es inferior al 5 %, aunque localmente puede ser mayor.

Leucogranitos de grano grueso. Tipo La Pedriza (9) y Navalfuente-La Cabrera (10)

Estas rocas aparecen formando parte tanto del Macizo de La Pedriza como del de Navalafuente y La Cabrera. En el primero ocupan una posición interna respecto a las adamellititas tipo Sierra del Francés y a las adamellititas con cordierita tipo Los Palancares. En Navalafuente los granitos de grano grueso ocupan, por el contrario, una posición externa respecto a las adamellititas porfídicas, aunque las relaciones originales entre ambas están trastocadas por las importantes fallas de dirección NE-SO que afectan al macizo. En el caso del Macizo de La Cabrera este tipo de granitoides está bien representado en los afloramientos del sector oriental de la Hoja y más localmente en la parte occidental. En esta última el leucogranito de grano grueso es local y varía transicionalmente en el borde del macizo a tipos leucograníticos de grano fino a medio y porfídicos, más ricos en moscovita.

Los leucogranitos de grano grueso son, por lo general, rocas estructuralmente isótropas en las que solo localmente se observan estructuras de tipo *schlieren* y bandeados composicionales. Son posteriores a las adamellititas porfídicas de tipo Sierra del Francés, cuyas estructuras internas se cortan, como puede verse bien en la vecina Hoja de Cercedilla (508). La edad relativa respecto a las adamellititas con cordierita de tipo Los Palancares, en el Macizo de La Pedriza, no se puede establecer en esta Hoja debido a que ambas unidades intrusivas están separadas por la importante falla del Arroyo del Valle Hondo, de dirección E-O.

Los leucogranitos de tipo Pedriza son mayoritariamente tipos biotíticos, aunque a veces muestran cantidades apreciables de moscovita (por ejemplo, al S del Macizo de Navalafuente). Generalmente son rocas de grano grueso, aunque también pueden llegar a ser de grano muy grueso (más de 1 cm). Muestran una coloración clara y destacan en ellos la ausencia casi total de enclaves microgranudos o de origen metamórfico.

Texturalmente son rocas heterogranulares, en las que se observan excepcionalmente feno-

cristales de feldespato potásico. Con frecuencia presentan subestructuras a la escala mineral de deformación débil, subsolidus, acompañadas de mayor o menor grado de recrystalización.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzos, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, así como localmente cantidades más subordinadas de moscovita y cordierita. Los minerales accesorios son apatito, circón y opacos. Los minerales secundarios más corrientes son clorita, sericita, rutilo, epidota, opacos, esfena, prehnita, pinnita y ocasionalmente fluorita.

El cuarzo suele presentarse en cristales globulosos de aproximadamente hasta 1 cm de tamaño. La recrystalización corriente de los mismos genera mosaicos granoblásticos con tendencia poligonal.

El feldespato potásico es una ortosa ligeramente microclinizada con textura alotriomorfa respecto a los demás minerales principales de la roca, lo que indica una cristalización tardía. Presenta abundantes pertitas en venas y parches, así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. Ocasionalmente se presenta en fenocristales idiomorfos de hasta 2-3 cm de tamaño, con extinción ondulante.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos con zonados normales continuos entre un núcleo de oligoclasa ácida y un borde albitico. Con frecuencia muestra deformación mecánica de los planos de macla, así como granulación de los bordes de los cristales (textura en mortero).

La biotita se presenta en láminas a veces kinkadas o bien en agregados policristalinos subesféricos. Por lo general se altera en los bordes a clorita, rutilo sagenítico, esfena y epidota en proporciones variables.

La moscovita es mayoritariamente deutérica y proviene del reemplazamiento de los fenocristales, la biotita y la cordierita.

La cordierita es un mineral accidental en estas rocas. Se presenta en prismas totalmente transformados a biotita verde y moscovita-sericita (pinnita).

Las escasas inclusiones microgranudas existentes en este tipo de rocas son composicionalmente granodioritas-tonalitas y están constituidas en su mayor parte por plagioclasa, biotita y cuarzo. Ocasionalmente pueden contener cantidades subordinadas de feldespato potásico.

Leucogranitos de grano fino-medio (11)

Conforman pequeños macizos circunscritos, localizados al SO de la Hoja y cuerpos de menor extensión con geometría tabular y cupuliforme, incluidos tanto en la unidad adamelítica como en materiales metamórficos.

Constituyen intrusiones tardías de magmas muy diferenciados. Su edad Estefaniense-Pérmico ha sido determinada por métodos radiométricos en otros sectores del Guadarrama

Central (291 ± 6 m.a. IBARROLA *et al.*, 1986; 287 ± 5 m.a. VIALETTE *et al.*, 1987; 286 ± 18 m.a. BRANDEBOURGER, 1984).

Se caracterizan estos cuerpos porque desde un punto de vista estructural presentan facies muy variadas; los cuerpos tabulares son, generalmente, aplitoides, en los que resaltan nidos de cordierita y en los que la biotita es de hábito acicular a veces en «ala de mosca».

Los macizos con mayor extensión no siempre presentan dos micas (Cabeza Illescas). En general son de grano medio-fino, pero también incluyen facies porfídicas; este porfidismo se hace característico en los bordes de los macizos, donde se encuentran facies de textura subvolcánica típica que incluyen pequeños enclaves microgranudos.

Morfológicamente estos leucogranitos dan los resaltes topográficos, ya que debido a su textura son más resistentes a la erosión.

Mineralógicamente están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, pudiendo estar presentes biotita, moscovita y cordierita. Como accesorios figuran, circón, apatito y opacos.

Presentan una alteración hidrotermal en grado variable que se acompaña de neoformación de minerales secundarios: clorita y rutilo saeníticos procedentes de biotita, y sericita procedente de plagioclasa y moscovita.

Son rocas con textura holocristalina, pero con frecuente carácter hipoabisal; se observan en ellos mirmequitas y micropegmatitas que alcanzan gran desarrollo en los tipos porfídicos.

El cuarzo, en general, se presenta con caracteres subvolcánicos, formas ameboides y frecuentemente poligonizado y con fuerte extinción ondulante.

La plagioclasa presenta maclas polisintéticas, se encuentra zonada y con abundantes inclusiones en su núcleo (*Clouded*); también incluye moscovita.

El feldespato potásico a veces microclina, presenta maclas de tipo Carlsbad, perititas en venas, en ocasiones aparece zonado, observándose entonces un borde albitico con macla en damero; forma con el cuarzo intercrecimientos micropegmatíticos.

La biotita se presenta en cristales tabulares y aciculares con un hábito frecuente en «punta de flecha». Se encuentra intercrecida con moscovita y al igual que ésta presenta corrosiones, lo que indica unas condiciones de cristalización metaestables.

La cordierita no siempre está presente, siendo lo más frecuente encontrarla pseudomorfiada por pinnita.

3.1.4. Rocas filonianas

Las rocas filonianas presentes en esta Hoja son de cuatro tipos: aplitas, microdioritas, pórfidos granítico-adamellíticos y filones de cuarzo.

Los tres primeros se agrupan en haces compuestos de los que en esta Hoja se pueden

distinguir dos: el de Navalafuente-Pedriz, al N, de dirección NE-SO a E-O, y el más importante de San Pedro-Colmenar Viejo al S. La dirección de este último haz gira de NE-SO en el Macizo de San Pedro a ONO-ESE al O de Colmenar Viejo.

El primer haz está dominado en esta Hoja por diques microdioríticos, seguidos de los aplíticos y escasos pórfidos. Por el contrario, en el segundo dominan los pórfidos, siendo muy escasas las microdioritas (no representables cartográficamente) y las aplitas.

El orden de antigüedad de estas rocas es problemático y se describen seguidamente según el orden de la antigüedad decreciente más probable.

Una amplia revisión de las rocas filonianas de la Sierra del Guadarrama se puede encontrar en HUERTAS (1985).

Aplitas (1)

Los diques de aplitas en esta Hoja constituyen un único haz de dirección ENE-OSO que discurre al N de Soto del Real. El recorrido en estos diques suele ser kilométrico y su anchura no superior a los 3-4 m.

Texturalmente son rocas holocristalinas, a veces microporfídicas, alotriomorfas a hipidiomorfas, de aspecto sacaroideo, de grano fino y matriz frecuentemente granofídica.

Los minerales principales son feldespato potásico, albita (An_{5-10}) y cuarzo, a los que se puede añadir ocasionalmente algo de moscovita. Los accesorios más importantes son biotita verde, rica en Al_2O_3 , apatito y turmalina.

La moscovita se presenta en plaquitas de bordes irregulares y es de origen deutérico, formada por reemplazamiento de los feldespatos.

La biotita verde muestra hábitos esqueléticos aciculares.

Los fenocristales tienen tamaños milimétricos y son de cuarzo y feldespato potásico.

Microdioritas (3)

Las microdioritas se asocian a los dos haces filonianos compuestos que aparecen en la Hoja.

Los diques suelen tener recorridos largos, kilométricos, con espesores desde decimétricos a 1-2 m. máximo. En algunos casos parecen anteriores a los pórfidos y otras veces parecen sincrónicos con ellos.

Suelen presentar contactos netos y bordes de enfriamiento afaníticos, así como enclaves del material encajante granítico y otros más oscuros y de grano más fino.

Texturalmente son rocas holocristalinas más o menos porfídicas con fenocristales esporádicos de tamaño milimétrico de plagioclasa, anfíbol y biotita, incluidos en una matriz subafanítica o microgranuda con textura intergranular.

Composicionalmente son dioritas y cuarzodioritas constituidas por plagioclasa (andesina-labradorita), hornblenda y biotita como minerales principales, y cuarzo, opacos, feldespato potásico y clinopiroxeno como accesorios.

Es destacable en estas rocas la presencia de dos tipos de cuarzo. Uno de ellos consiste en xenocristales subredondeados con tamaños de hasta 1 cm y bordes de reacción con un espesor medio de 1 mm. Los bordes de reacción están formados por un intercrecimiento radial de anfíboles hornbléndicos y actinolíticos, epidota, clorita, opacos y a veces piroxeno (cuando este mineral forma también parte de la asociación ígnea). El segundo tipo de cuarzo consiste en pequeños cristales intersticiales y de cristalización tardía restringidos a la matriz de la roca.

El grado de alteración en estas rocas es, por lo general, elevado. Son abundantes los siguientes minerales secundarios: actinolita, clorita, clinozoisita-epidota, prehnita, esfena, sericita y carbonatos.

Pórfidos graníticos y adamellíticos (2)

Son con mucho las rocas filonianas más abundantes en la Hoja.

Se presentan, por lo general, en diques de espesor muy variable (entre 0,5 y 15 m; excepcionalmente hasta 100 m) y recorridos, por lo general, no superiores a los 5 km. También en esta Hoja los pórfidos constituyen pequeños cuerpos intrusivos subvolcánicos de variada morfología.

Asimismo al N de Colmenar Viejo, en torno al Cerro Eugenio, se puede cartografiar una masa de pórfido de aspecto laminar, instalado entre el encajante metamórfico y la adamellita de tipo Colmenar Viejo, cuyo contacto en esta zona es subhorizontal.

Las características petrográficas de estos pórfidos son semejantes a los filonianos, por lo que se describen conjuntamente.

Los contactos de los pórfidos con las rocas encajantes son netos y muestran bordes de enfriamiento rápido que puede llegar a los 0,3 m de espesor.

Son corrientes las estructuras de flujo magmático consistentes en orientaciones planares de los fenocristales paralelas al trazado del dique.

Son frecuentes los enclaves de naturaleza variada. Por un lado, los de la roca encajantes con aureolas feldespáticas o biotíticas y fenómenos de contacto término (vitrificación). Por otro, inclusiones de pórfidos de naturaleza más básica que el encajante, así como enclaves microgranudos oscuros. También se pueden encontrar enclaves, que pueden ser muy abundantes, de material metamórfico, muy biotíticos.

Texturalmente los pórfidos graníticos-adamellíticos son rocas, por lo general, holocristalinas e hipidiomorfas que presentan fenocristales idiomorfos de feldespatos, cuarzo y a veces biotita, inmersos en una pasta microgranuda o criptocristalina, a veces con intercrecimientos micrográficos y granofídicos (estos últimos en los diques adamellíticos que llegan a ser

verdaderos granofídicos). En las facies de borde son corrientes texturas esferulíticas o protoesferulíticas (por ejemplo, el dique situado a unos 2 km al NO del Cerro de San Pedro).

Composicionalmente están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios frecuentes son apatito acicular o en granos subredondeados, circón, opacos y esporádicamente allanita.

Los fenocristales de plagioclasa son de composición oligoclasa en los diques más ácidos y andesina en los más básicos. Presentan corrientemente zonado normal oscilatorio.

Los fenocristales de feldespato potásico son ortosas, por lo general, muy peritíticas, con exoluciones marginales albiticas. En la matriz este mineral constituye una segunda generación más tardía, pues se presenta siempre como granos intersticiales.

La biotita presenta textura seriada y a veces microagregados con textura decusada procedentes de la transformación (recristalización) probablemente de otra biotita previa.

El cuarzo puede presentarse también como fenocristales con morfologías de alta temperatura y con texturas de deformación-recristalización superpuestas.

En general todos estos diques han experimentado una alteración deutérica moderada que se manifiesta en: sericitización de los cristales de plagioclasa (principalmente los núcleos más básicos), transformación en los bordes de la biotita a un agregado de clorita, rutilo y esfena y abundancia relativa de moscovita, epidotas y carbonatos diseminados en la roca.

Al SE de Guadalix de la Sierra, en torno al campo filoniano del Arroyo Valdemoro, los diques muestran una intensa alteración hidrotermal de tipo greisen con sustituciones de la roca por moscovita, biotita verde y cuarzo acompañados por cantidades variables de fluorita.

Cuarzo (4)

Una parte considerable de los diques de cuarzo se asocian a los procesos de fracturación tardihercínica, relacionados con la Etapa Hiendelaencina, siendo más frecuentes los de directrices norteadas (N10°-30°E). No obstante, también se encuentran diques con otras directrices (N110°-120°E) que en algunos casos pueden tener longitudes de varios kilómetros, como el localizado en la zona suroccidental. Sus potencias son reducidas y no suelen superar 4-5 metros.

3.2. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

3.2.1. **Metamorfismo regional**

Los metasedimentos y las rocas ígneas prehercínicas (ortoneises y ortoanfibolitas) pertenecientes a esta Hoja han experimentado junto al resto de los materiales metamórficos del Sistema Central una evolución metamórfica durante el ciclo Orogénico Hercínico.

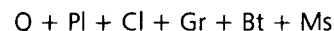
Debido a su situación geográfica, el área correspondiente a esta Hoja constituye la prolongación meridional de las formaciones metamórficas que afloran en la región de Buitrago-Somosierra, por lo que presenta caracteres metamórficos análogos.

De E (sector de El Vellón-Pedrezuela) a O (Colmenar Viejo-Soto del Real) se observa una zonación metamórfica progradada y las paragénesis minerales encontradas caracterizan un metamorfismo que evolucionaría desde una etapa inicial que se desarrolla en condiciones de P intermedia hasta una etapa final en condiciones de baja presión (FUSTER *et al.*, 1974) (fig. 5).

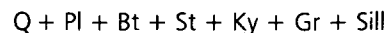
Así pues, y en orden a establecer una correlación con otros sectores metamórficos de la cadena definiremos las características de las diferentes etapas metamórficas reconocibles (M1, M2, M3), situándolas dentro de la evolución polifásica del ciclo Orogénico Hercínico (BELLIDO *et al.*, 1981; CAŠQUET y otros, 1981; VILLASECA, 1983; CASQUET y NAVIDAD, 1985).

La etapa de metamorfismo inicial M1 comienza durante la primera fase de deformación (D1), que tiene lugar bajo un régimen compresivo. Esta etapa metamórfica M1 se prolonga durante la segunda fase (D2), que se desarrolla dentro de un ambiente de tectónica tangencial, finalizando simultáneamente con ella (desarrollo de cabalgamientos).

El metamorfismo M1 comienza con el desarrollo de paragénesis que incluyen: granate, clorita y biotita en composiciones metapelíticas:



Evolucionando al finalizar esta etapa (interfase D1-D2) a paragénesis de mayor temperatura con nucleación de estaurilita y distena, y blastesis de sillimanita sincrónica con la segunda fase de deformación D2:



Asimismo y durante todo este período sigue ininterrumpidamente la formación de granate almandínico.

Así pues, la etapa metamórfica M1 se desarrolla en condiciones de P/T intermedias (distena-sillimanita) y con temperaturas progresivamente en aumento; en los gradientes geotérmicos medios estimados oscilan alrededor de 25° C/Km para esta etapa (LOPEZ RAMOS, C. & NAVIDAD, 1981; GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa).

La etapa de metamorfismo M2 puede definirse como de descenso de la presión litostática y corresponde, en líneas generales, al comienzo de descompresión y levantamiento de la cadena. El comienzo de esta etapa M2 coincide con el final de la segunda fase de deformación D2 y es en esta etapa cuando se alcanza el clímax metamórfico con el desarrollo en el sector más profundo (Colmenar-Guadalix), de paragénesis del tipo:

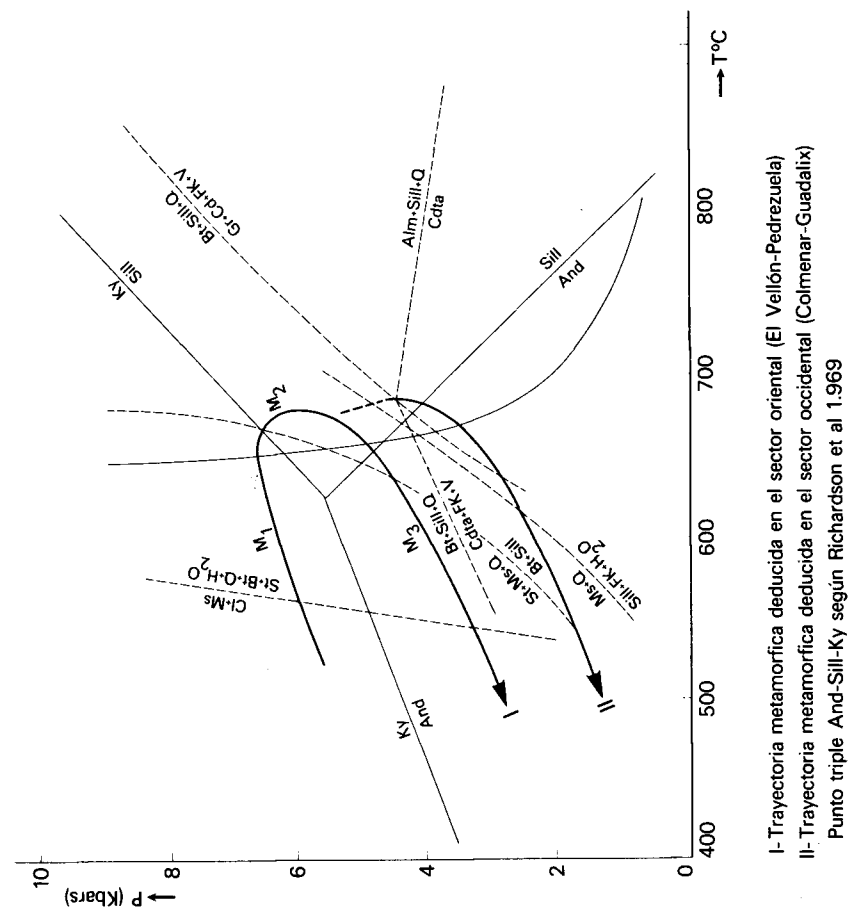
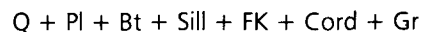


Figura 5. Evolución metamórfica

Al mismo tiempo tiene lugar la blastesis de fases minerales de baja presión, andalucita, cordierita y sillimanita, mineral este último cuyas condiciones de formación perduran durante todo el período de deformación D3.

Existe, sin embargo, un desfase temporal entre el sector oriental (El Vellón-Pedrezuela) y occidental (Colmenar-Guadalix) con respecto a las condiciones de estabilidad del granate y sillimanita. La blastesis de estos minerales se interrumpe al finalizar la D2 en el sector oriental, cuyas condiciones metamórficas permanecen siempre dentro del ámbito de estabilidad en la moscovita (grado medio). Por el contrario, en el sector occidental, donde se superan estas condiciones (grado alto), la blastesis de sillimanita persiste durante la fase D3. Generándose también fundidos parciales que son controlados por composiciones litológicas favorables (tipos cuarzo-feldespatos).

Por lo tanto, la etapa M2 se desarrolla en este sector en condiciones de baja presión y temperaturas medias a altas (T 550° C a 700° C), desarrollándose durante ella una zonalidad metamórfica característica (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa).

El metamorfismo M3 es, en líneas generales, coincidente con la deformación D3 en el sector oriental (El Vellón-Pedrezuela), mientras que en el sector occidental (Colmenar-Guadalix) se produce principalmente al finalizar esta fase, con posterioridad a ello. Es un metamorfismo de carácter retrógrado que conlleva la formación de paragénesis con moscovita, clorita y albita típicas de condiciones de grado medio bajo, en el que la introducción de agua en la roca ha jugado un papel primordial. Estas características son típicas de segmentos de cadena sometidos a una tectónica de tipo extensional. Esta etapa de metamorfismo M3 perduró hasta la finalización del ciclo Hercínico (CASQUET *et al.*, 1988).

3.2.2 Metamorfismo de contacto

En el área metamórfica de Torrelaguna los únicos procesos metamórficos de contacto quedan circunscritos a la aureola desarrollada por la intrusión granítica de La Cabrera, que se localiza al N de la Hoja y a los fenómenos de contacto producidos por la intrusión del granito de El Molar, situado en los alrededores de esta localidad.

3.2.2.1. Metamorfismo de contacto asociado al Macizo Granítico de La Cabrera

Este metamorfismo ha sido tratado por diversos autores (HEIM, 1952; FUSTER y FEBREL, 1959; LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975) y estudiado en detalle con posterioridad por BELLIDO (1980).

Tanto las paragénesis metamórficas que se desarrollan en la aureola de contacto como las transformaciones que los producen son ampliamente tratados por BELLIDO, 1980. Dicho autor caracteriza a esta aureola por el desarrollo de una zona externa con andalucita y otra más interna con sillimanita. Asimismo resume las transformaciones mineralógicas en:

- Desestabilización de moscovita y biotita en las zonas próximas al contacto.
- Desestabilización de estauroлита y granate regional.

— Neoformación de andalucita y sillimanita de las zonas más internas. Neoformación de cordierita.

— Generación de espinela (hercinita), corindón y opacos.

— Formación de feldespatos potásico y fijando las condiciones más probables para el desarrollo del metamorfismo en 660° C y 1,7 Kb.

3.2.2.2. Metamorfismo de contacto asociado a la intrusión granítica de El Molar

Con posterioridad al desarrollo de las paragénesis originadas durante el metamorfismo regional tiene lugar la intrusión del granito de El Molar. Asociados a ella se producen fenómenos de contacto que implican el desarrollo de andalucita y cordierita post-foliación, alcanzándose de nuevo las condiciones de grado medio en este sector (LOPEZ RAMOS, C, 1980; LOPEZ RAMOS & NAVIDAD, 1981).

3.3. GEOQUIMICA

Los análisis químicos realizados para el estudio de esta Hoja y los existentes en la bibliografía previa (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981; BRANDEBOURGER, 1984) están compilados en las tablas 1 a 4 junto a la norma CIPW. Los valores de Fe₂O₃ y FeO se han homogeneizado a los valores moleculares Fe₂O₃ = 20 % de Fe total con objeto de realizar comparaciones válidas con los valores normativos.

Para las rocas de composición granitoide, sean prehercínicas o hercínicas, se han elaborado diagramas (figs. 6 a 11) usuales en las asociaciones ígneas granitoides, calculando los valores A, B, R-1 y R-2 de DE LA ROCHE (1976, 1980) y utilizando las tipologías de DEBON y LE FORT (1983), de BATCHELOR y BOWDEN (1985) para establecer las relaciones entre el quimismo y el contexto geodinámico de la evolución magmática.

Los elementos menores más significativos en rocas granitoides (Rb, Sr, Ba) se han recalculado a 100 y proyectado de acuerdo con el trabajo de *El Bouseilly y el Sokkary* (1975).

3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas

Hay solamente dos análisis de rocas de este grupo (tabla 1), lo cual es insuficiente para realizar comparaciones generales. Uno de ellos (9206) se encuentra en bandas de cizalla, donde pueden haber existido modificaciones de su composición inicial. Ambos son rocas moderadamente silíceas con contenidos en corindón por encima del 5 %. También son más ricos en sodio que en potasio con relaciones Or/Ab normativas inferiores a la unidad. En el diagrama A-B (fig. 6) (donde se les ha situado únicamente para compararlos con los neises ortoderivados) quedan fuera del campo normal de proyección de rocas ígneas dentro de la zona composicional de las grauvacas.

3.3.2. Neises mesocratos-melanocratos

Hay un solo análisis químico (9125, tabla 1) de rocas de este grupo. Como es usual en otros sectores del Sistema Central, tiene un contenido en sílice inferior al 70 %, un exceso considerable de alúmina libre (C), una relación ortosa-albita normativa inferior a la unidad y un contenido en minerales normativos oscuros en torno al 10 %. En los diagramas utilizados para los ortoneises glandulares (figs. 6 a 8) esta roca queda proyectada en el campo de los granitoides ígneos, aunque en el A-B se aleja considerablemente del resto de las rocas de este último grupo.

TABLA 1

	9050	9206	9125	9108
SiO ₂	63,21	67,42	66,80	48,09
Al ₂ O ₃	17,78	15,53	16,31	14,11
Fe ₂ O ₃	0,93	0,79	0,71	2,28
FeO	4,64	3,97	3,57	11,39
MgO	2,53	1,80	1,71	6,18
CaO	1,46	1,12	0,98	8,79
Na ₂ O	3,02	3,12	3,71	3,04
K ₂ O	3,54	3,16	3,65	0,54
MnO	0,07	0,06	0,06	0,18
TiO ₂	0,81	0,63	0,65	2,83
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,15	0,43
H ₂ O	—	—	1,72	—
Q	22,72	30,00	24,74	—
Or	20,92	18,67	21,57	3,19
Ab	25,56	26,40	31,59	25,72
An	6,13	4,38	3,88	23,26
Di	—	—	—	14,49
Hy	12,78	10,19	9,27	17,62
Ol	—	—	—	3,89
Nt	1,35	1,5	1,03	3,31
Il	1,16	1,20	1,23	5,37
Ap	6,73	5,37	4,83	—
C	6,73	5,37	4,83	—

Paraneises: 9050, 9206
Neis mesócrato: 9125
Ortoanfibolita: 9108

3.3.3. Ortoanfibolitas

Una roca básica asociada a las rocas metamórficas prehercínicas, transformada en anfibolita (tabla 1-9108) tiene una composición basáltica o gabroide. La proporción moderada de olivino y el contenido elevado en hiperstena normativa es característico de las toleitas olivínicas, tipo magmático, poco frecuentes en el Sistema Central, pero que ha sido descrito

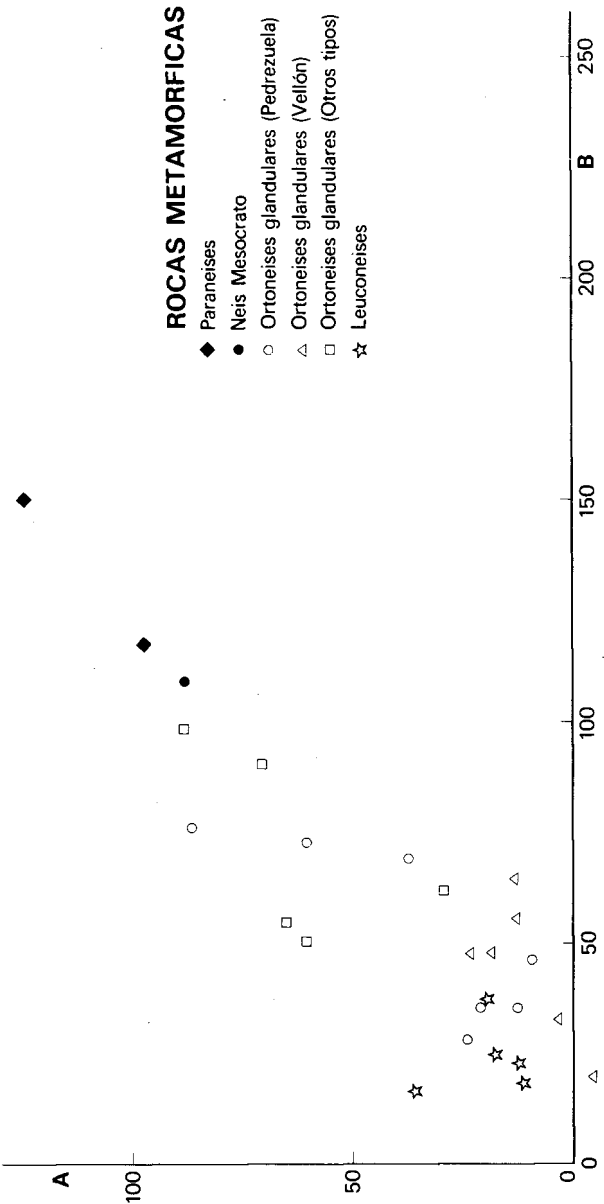


Figura 6. Diagrama A-B de DE LA ROCHE (1976) con las tipologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983), para las rocas.

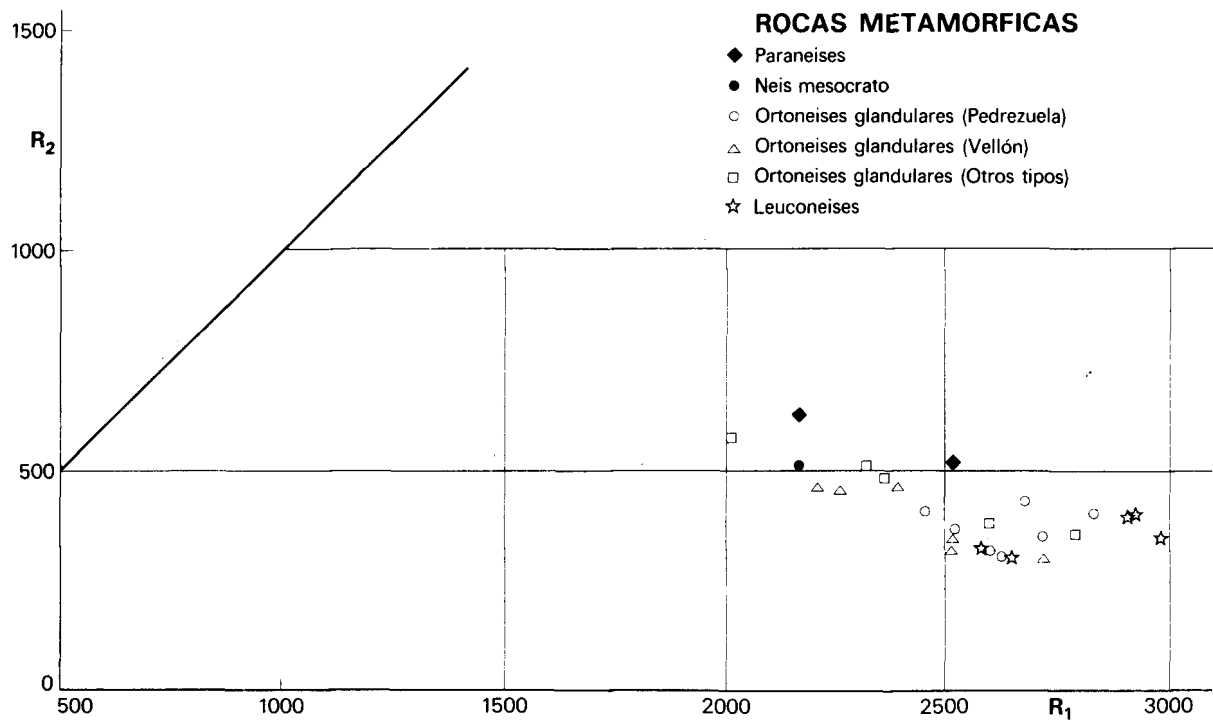


Figura 7. Diagrama R₁-R₂ de DE LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para las rocas metamórficas.

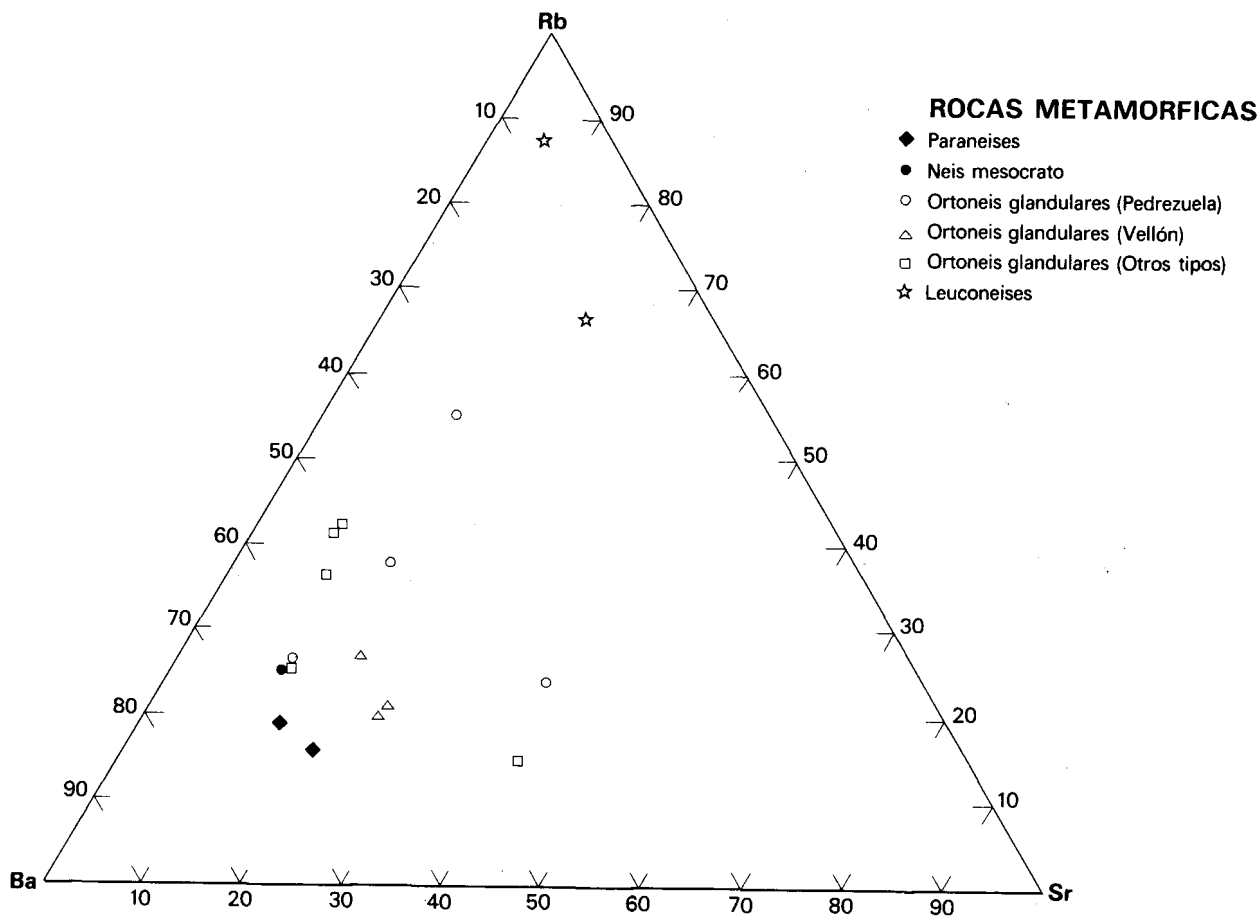


Figura 8. Diagrama triangular Rb, Sr, Ba, para las rocas metamórficas.

en otras áreas de esta región por VILLASECA (1981). La roca básica inicial se emplazó probablemente como dique en algún período distensivo subsiguiente al emplazamiento de los ortoneises.

3.3.4. Ortoneises glandulares

Se dispone de una serie de análisis relativamente numerosa de las rocas de este grupo, especialmente de los sectores de El Vellón y Pedrezuela (tabla 2) que han sido estudiados por NAVIDAD y LOPEZ RAMOS (1981). Todas las rocas de estas unidades y también (tabla 3) las de Hormigales (9086), Morcuera (9126) y un tipo bandeado del Macizo de San Pedro (9196) son rocas muy ácidas con contenidos en sílice superiores al 70 %.

En la mayor parte de estos tipos las relaciones Or/Ab son superiores a la unidad, especialmente en la serie de análisis de Pedrezuela; por el contrario, los tipos de El Vellón son más ricos en albíta que en ortosa normativas y deben proceder de granitoides inicialmente diferentes. El contenido en componentes ferromagnesianos es siempre bajo, superando pocas veces el 5 %. De toda la serie, el ortoneis de Miraflores (9009) y el de Los Remedios

(9051) son las rocas menos silíceas y más félicas con valores de SiO_2 comprendidos entre 65 y 70 % de sílice (tabla 3).

En resumen, se puede concluir que los ortoneis glandulares proceden de rocas de composición primaria granítica a adamellítica.

Todos los ortoneises glandulares son peraluminicos, aunque con contenidos en corindón normativo, por lo general moderados, siempre inferiores al 5 %. Algo más aluminicos son los de dos neises bandeados (9007 y 9196) quizá debido a los procesos de migmatización incipiente que afectan a estos tipos. También son relativamente aluminicos los neises de Miraflores (9009), Los Remedios (9051) y Hormigales (9085).

Desde el punto de vista de su evolución magmática no es fácil establecer seriaciones entre los distintos grupos de rocas analizadas, dada la dispersión de los valores paramétricos en muchos de los diagramas normalmente utilizados en geoquímica de rocas granitoides. Así, en el diagrama A-B (fig. 6) las rocas de El Vellón parecen iniciar una tendencia aluminica, pero hay dos rocas, las más leucocráticas, que se acercan o penetran en el campo metaluminico. Los neises de Pedrezuela también quedan proyectados en la zona de asociaciones aluminosas, pero hay tres rocas, con valores excesivamente elevados de A, que se acercan incluso al campo donde se proyectan las rocas de composición grauwáquica. Algo parecido ocurre con los neises de Hormigales, Los Remedios y Miraflores. Se requerirá una información geoquímica mayor para explicar esta distribución.

En cuanto a la distribución de las rocas por los elementos Rb-Sr-Ba (fig. 8) también existe una dispersión notable de los puntos de proyección, aunque muchos se proyectan en el sector correspondiente a rocas granitoides moderadamente evolucionadas. La roca de Miraflores y una de Pedrezuela quedan cerca del campo de los granitoides ricos en Ca de *El Bouseilly* y *El Sökkary*. Las de Pedrezuela tienen, aunque menos exageradamente, contenidos en Sr relativamente elevados.

El diagrama R1-R2 (fig. 7) agrupa a todas las rocas metagraníticas en el sector típico de composición de los granitos colisionales dentro de una banda relativamente estrecha, en donde existe una correlación negativa entre ambos parámetros R1-R2.

3.3.5. Leuconeises

Los cinco análisis químicos de rocas de este grupo (tabla 3) responden, como era de esperar, a tipos muy silíceos (más del 75 % SiO_2) con proporciones no muy diferentes de ortosa y albíta, y contenidos en corindón normativo apreciables si se tiene en cuenta su acidez elevada.

Desde el punto de vista de las seriaciones magmáticas, aparecen relacionadas con los ortoneises glandulares, proyectándose (fig. 6) en el campo peraluminico y también (fig. 7) en la zona característica de los granitoides formados en ambientes colisionales. Sus contenidos elevados en Rb (fig. 8) son característicos de los granitoides muy diferenciados.

TABLA 2

	9115	9118	9114	9112	9113	9122	9225	9124	9120	9116	9117	9224	9207
SiO_2	73,80	76,22	70,50	71,50	70,73	76,36	70,71	74,90	74,35	74,18	74,94	74,92	70,53
Al_2O_3	12,84	12,03	14,58	13,95	14,38	13,08	14,52	12,53	12,95	12,98	13,03	12,65	14,91
Fe_2O_3	0,43	0,33	0,31	0,37	0,30	0,16	0,54	0,27	0,36	0,34	0,25	0,30	0,55
FeO	2,14	1,67	1,53	1,85	1,51	0,82	2,69	1,36	1,82	1,72	1,24	1,49	2,75
MgO	0,31	0,11	0,70	1,11	1,01	0,17	0,93	0,40	1,40	0,57	0,25	0,34	1,03
CaO	0,56	0,62	1,26	1,26	1,26	0,82	0,77	0,84	0,79	0,84	0,51	0,48	0,87
Na_2O	2,88	3,02	3,77	4,18	4,39	5,69	3,09	2,94	2,59	3,05	2,96	3,15	3,04
K_2O	5,61	5,25	4,50	3,56	3,85	2,24	4,56	5,05	4,89	5,47	5,54	5,54	3,62
MnO	0,03	0,02	—	—	0,01	—	0,05	0,01	0,02	—	0,01	0,05	0,05
TiO_2	0,36	0,24	0,37	0,47	0,43	0,17	0,40	0,24	0,26	0,29	0,11	0,19	0,38
P_2O_5	0,15	0,11	0,12	0,14	0,12	0,24	0,15	0,10	0,16	0,14	0,27	0,12	0,19
H_2O	0,69	0,50	1,94	1,58	1,47	0,63	—	1,12	0,92	0,50	0,91	—	—
Q	32,95	36,27	27,06	28,55	25,76	30,88	26,05	35,49	36,03	32,15	34,94	34,89	34,28
Or	33,15	31,03	26,59	21,04	22,75	13,24	26,95	29,84	28,90	32,33	32,74	30,74	21,39
Ab	24,37	25,56	31,90	35,37	37,15	48,15	26,15	24,88	21,92	25,81	25,05	26,66	25,72
An	1,80	2,36	5,47	5,34	5,47	2,50	2,84	3,51	2,88	3,25	0,77	1,60	3,08
Hy	3,81	2,71	3,69	5,08	4,35	1,52	6,24	2,89	6,14	3,82	2,53	3,11	6,63
Mt	0,62	0,48	0,45	0,54	0,43	0,23	0,78	0,39	0,52	0,49	0,36	0,43	0,80
Il	0,68	0,46	0,70	0,89	0,82	0,32	0,76	0,46	0,49	0,55	0,21	0,36	0,72
Ap	0,35	0,25	0,28	0,32	0,28	0,56	0,35	0,23	0,37	0,32	0,63	0,28	0,44
C	1,37	0,52	1,50	1,26	0,99	0,38	3,46	0,94	2,34	0,85	1,88	1,37	4,86

Ortoneises glandulares: El Vellón: 9115, 9118, 9114, 9112, 9113, 9121. Pedrezuela: 9225, 9124, 9120, 9116, 9117, 9224, 9207. Navidad y López Ramos.

TABLA 3

	9009	9051	9086	9126	9126	9119	9121	9123	9111	9221
SiO ₂	66,60	68,30	73,52	70,50	72,65	76,80	75,71	76,50	75,71	75,33
Al ₂ O ₃	17,21	15,84	13,79	15,03	14,39	11,96	12,70	12,94	12,75	13,78
Fe ₂ O ₃	0,58	0,69	0,40	0,38	0,39	0,13	0,19	0,14	0,23	0,14
FeO	2,91	3,43	2,01	1,90	1,94	0,66	0,94	0,69	1,14	0,69
MgO	1,46	1,41	0,71	1,11	0,61	0,40	0,72	0,20	0,21	0,17
CaO	1,52	0,96	0,57	1,54	0,66	0,84	1,13	1,30	0,48	0,41
Na ₂ O	4,45	3,09	2,92	3,05	3,02	3,32	2,61	2,91	3,37	4,04
K ₂ O	3,21	4,18	4,29	5,25	4,70	4,00	4,96	4,82	5,01	4,19
MnO	0,05	0,06	0,04	0,04	0,06	—	0,01	0,01	—	0,05
TiO ₂	0,47	0,49	0,22	0,22	0,21	0,12	0,30	0,16	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,18	0,16	0,22	0,16	0,21	0,01	0,22	0,23	0,25	0,20
H ₂ O	—	—	—	0,79	—	1,21	0,90	0,53	0,82	—
Q	21,60	21,33	37,06	26,85	33,99	39,40	38,17	38,28	35,47	34,70
Or	18,97	24,70	25,35	31,03	27,78	23,64	29,31	28,49	29,61	24,76
Ab	37,66	26,15	24,71	25,81	25,56	28,09	22,09	24,62	28,52	34,19
An	6,37	3,72	1,39	6,60	1,90	4,10	4,17	4,95	0,75	0,73
Hy	7,82	8,54	4,84	5,65	4,52	1,90	2,89	1,40	2,33	1,59
Nt	0,84	1,00	0,58	0,55	0,57	0,19	0,28	0,20	0,33	0,20
Il	0,89	0,93	0,42	0,42	0,40	0,23	2,57	0,30	0,11	0,09
Ap	0,42	0,37	0,51	0,37	0,49	0,02	0,51	0,53	0,58	0,46
C	4,08	4,87	3,83	1,91	3,64	0,67	1,51	1,12	1,51	2,33

Ortoneises glandulares: 9009, 9051, 9086, 9126, 9196.

Leucones: 9119, 9121, 9123, 9111, 9221.

3.3.6. Granitoides hercínicos

De los dos grupos principales de granitoides establecidos en esta Hoja (Colmenar Viejo y Pedriza-Navalafuente) los primeros (tabla 4) tienen composiciones características de leucodamellitas: contenidos elevados en sílice, proporciones equivalentes de ortosa y albita normativas con un ligero predominio de la plagioclasa, contenidos bajos en minerales ferromagnesianos y exceso de aluminio (C normativo) cercano o superior a la unidad.

En el diagrama A-B (fig. 9) están situados en el campo de las asociaciones aluminicas; por sus elementos traza (fig. 11) destaca el enriquecimiento relativamente elevado en rubidio, característico de procesos algo avanzados de diferenciación por fraccionamiento cristalino.

Las tonalitas (9025) que aparecen como inclusiones entre las adamellitas porfídicas de este grupo son lógicamente rocas pobres en OR y más ricas en ferromagnesianos. Aunque quedan proyectadas en el campo metaaluminico (fig. 9) tienen todavía un ligero exceso de corindón. Al no existir análisis de rocas intermedias entre esta roca y las adamellitas asociadas es arriesgado establecer relaciones de parentesco.

TABLA 4

	9138	9144	9145	9222	9025	9140	9141	9142	9143	9162	0911	9219
SiO ₂	73,62	75,58	74,44	72,96	60,22	73,50	73,38	70,72	64,42	70,43	70,56	75,23
Al ₂ O ₃	14,04	12,58	13,08	14,29	17,19	13,22	14,13	14,35	15,00	14,98	15,16	13,07
Fe ₂ O ₃	0,28	0,14	0,20	0,30	1,06	0,30	0,24	0,38	0,54	0,48	0,46	0,23
FeO	1,38	0,72	0,99	1,50	5,29	1,50	1,19	1,89	2,70	2,42	2,32	1,15
MgO	0,50	0,58	0,68	0,49	2,96	0,84	0,66	0,84	1,01	0,80	0,72	0,36
CaO	1,06	0,52	0,93	1,22	5,37	1,33	0,81	1,74	1,97	2,00	1,75	0,49
Na ₂ O	3,40	3,11	3,15	3,62	3,44	3,04	3,46	3,26	3,25	4,11	4,27	3,75
K ₂ O	4,65	5,22	4,88	4,39	1,90	4,70	4,74	5,06	4,94	3,58	3,24	4,68
MnO	0,05	0,04	0,05	0,06	0,11	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05
TiO ₂	0,18	—	0,05	0,20	0,72	0,25	0,29	0,43	0,47	0,34	0,32	0,10
P ₂ O ₅	0,14	0,01	0,03	0,12	0,20	0,05	0,15	0,07	0,17	0,15	0,21	0,05
H ₂ O	0,71	0,57	0,62	—	—	0,49	0,83	0,54	0,66	—	—	—
Q	32,47	34,98	33,76	31,05	14,00	32,88	32,09	26,45	24,60	26,13	27,51	33,22
Or	27,48	30,85	28,84	25,94	11,23	27,78	28,01	29,90	29,19	21,16	19,15	27,66
Ab	28,77	26,32	26,66	30,63	29,11	25,72	29,28	27,59	27,50	34,78	36,13	31,73
An	4,35	2,51	4,42	5,27	25,34	6,27	3,04	8,18	8,66	8,94	7,31	2,10
Hy	3,34	2,73	3,36	3,51	15,23	4,26	3,23	4,63	6,38	5,59	5,26	2,75
Mt	0,41	0,20	0,29	0,43	1,54	0,43	0,35	0,55	0,78	0,70	0,67	0,33
Il	0,34	—	0,09	0,38	1,37	0,47	0,55	0,82	0,89	0,65	0,61	0,19
Ap	0,32	0,02	0,07	0,28	0,46	0,12	0,35	0,16	0,39	0,35	0,49	0,12
C	1,82	0,89	1,00	1,65	0,19	0,83	2,19	0,51	1,13	1,07	1,95	1,06

Adamellitas porfídicas (tipo C. Viejo): 9138, 9144, 9145, 922, 9025.

Leucogranitos de g. grueso (tipo Pedriza-Navafuente): 9140, 9141, 9142, 9143, 9162, 9011.

Leucogranitos de g. fino: 9219.

Los leucogranitos de grano grueso de los Macizos de Navalafuente y Pedriza de Manzanares (tabla 4) son también rocas bastante silíceas y pobres en minerales normativos félicos y tienen también proporciones bajas de corindón normativo. En el diagrama A-B (fig. 9) se proyectan a la derecha de las adamellitas porfídicas en el campo de las asociaciones aluminosas, aunque parece iniciar una débil tendencia aluminoso-félica. Por su contenido en elementos menores (fig. 11) se alinean claramente por debajo de las adamellitas de Colmenar, antes descritas, con valores relativos de Rubidio inferiores al 40 % para un valor relativo de Sr prácticamente constante (10 al 15%).

El representante de los leucogranitos de grano más fino (9291, tabla 4), que es una muestra de Cabeza Illescas y está asociado a los de La Pedriza, se sitúa (fig. 11) en el tramo de granitos fuertemente diferenciados y también en la zona de los granitos aluminicos.

Todos los granitoides hercínicos analizados en esta Hoja se proyectan (fig. 10) en el campo de los granitos formados en ambientes colisionales y postorogénicos, estando acentuado más este último carácter para los granitos de La Pedriza-Navafuente, que son más tardíos de acuerdo con la información geocronológica existente.

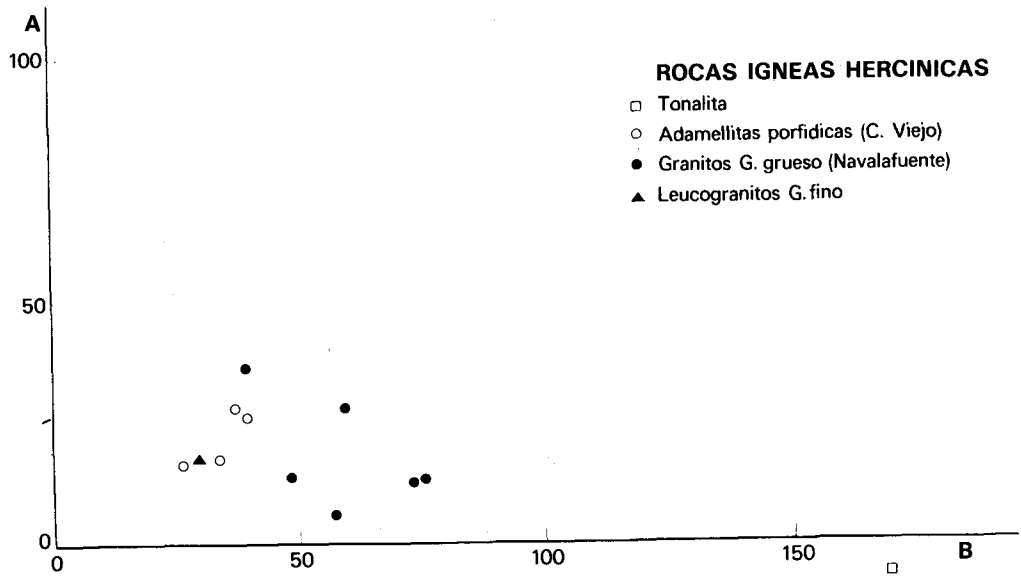


Figura 9 Diagrama A-B de DE LA ROCHE (1976) con las tipologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983), para las rocas ígneas hercínicas.

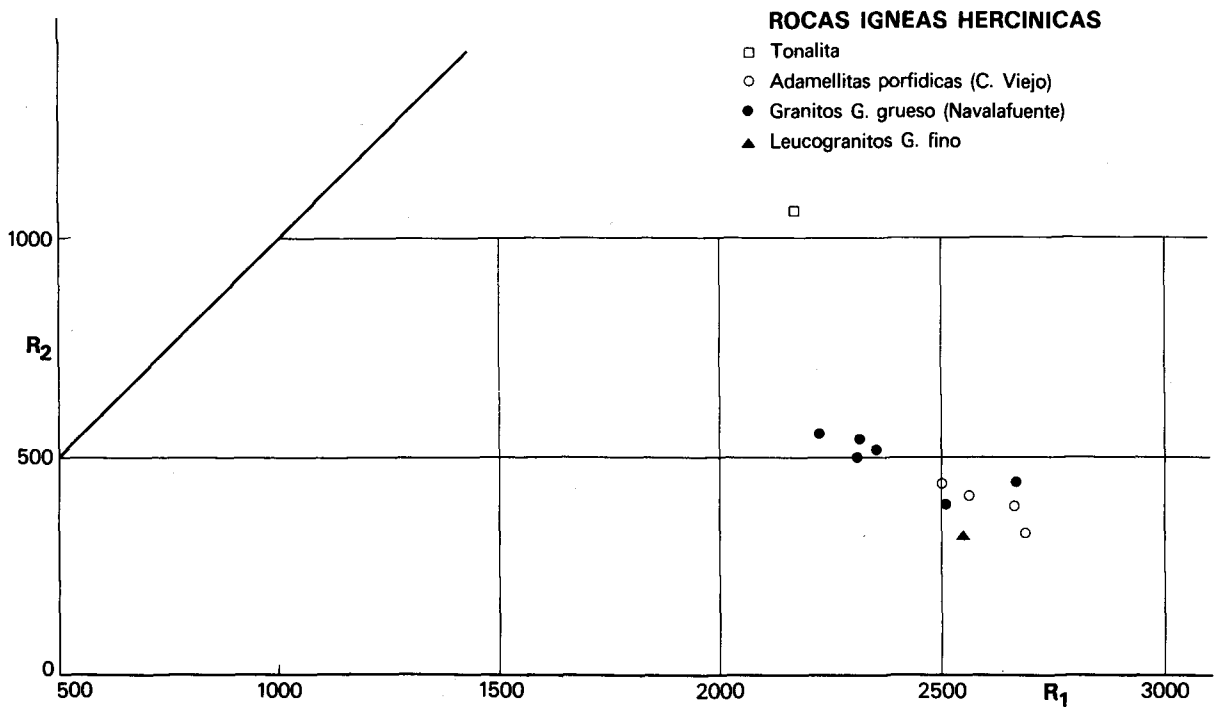


Figura 10. Diagrama R₁-R₂ de DE LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para las rocas ígneas hercínicas.

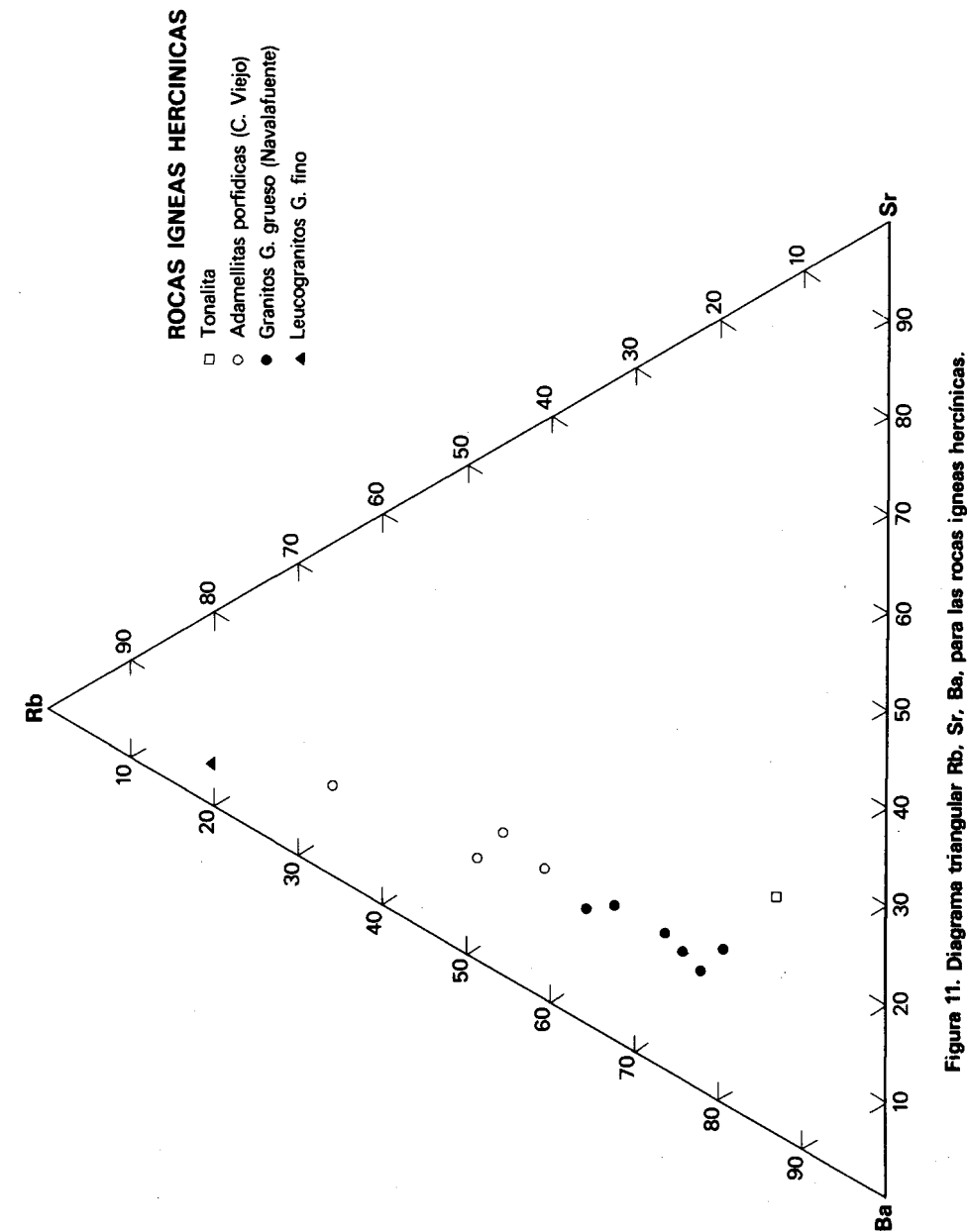


Figura 11. Diagrama triangular Rb, Sr, Ba, para las rocas igneas hercínicas.

4. TECTONICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias Alpina y Hercínica; la primera afecta a la mayor parte de los materiales que la ocupan y da lugar a la fracturación del basamento precámbrico-paleozoico en bloques y a la adaptación de éstos, ya sea mediante pliegues o fallas, de los sedimentos mesozoicos, terciarios e incluso, a veces, cuaternarios. Es la responsable del levantamiento del Sistema Central durante el Neógeno, el cual constituye un gran *horst*. Muchas de las fallas que limitan a este *horst* han funcionado en régimen inverso.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos, que hoy se observan en los materiales precámbrico-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores en los materiales metasedimentarios de la región.

4.1. OROGENIA HERCINICA

Se ha reconocido en la región la existencia de tres fases principales de deformación, una de replegamiento suave y dos de fracturación tardihercínica.

Las primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paraderivadas representadas en la región, mientras que las rocas graníticas sólo están afectadas por las últimas.

La tercera y cuarta fase generan estructuras de replegamiento, asociadas a las cuales se observan frecuentemente, en la tercera y ocasionalmente en la cuarta, crenulación y esquistosidad de crenulación. Simultáneamente con éstas tiene lugar el comienzo de la fracturación tardihercínica.

4.1.1. Primera fase de deformación (D1)

Durante el transcurso de D1 se produce una deformación penetrativa continua que afecta a la totalidad de las rocas metamórficas existentes en un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla subhorizontal, con vergencia al E (MACAYA *et al.* en prensa).

La primera fase de deformación desarrolla en toda la región una foliación, S1, muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla casi totalmente en amplias zonas, conservándose únicamente en las rocas pelíticas como relictos en micropliegues y como esquistosidad interna en porfiroblastos, principalmente al E del macizo ortoneísico de El Vellón, en el afloramiento del Arroyo del Monte. En los ortoneises glandulares a menudo se observa una sola foliación, que en las áreas menos deformadas podría corresponder a S1 o a un reaplastamiento de S1 durante la segunda fase (S1 + S2). No se han observado en la mayoría de la región estudiada estructuras mayores pertenecientes a esta fase.

4.1.2. Segunda fase de deformación (D2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea de cizalla que da lugar al desarrollo de zonas de cizalla dúctil subhorizontales, con fuerte milonitización de los ortoneises (MACAYA, *et al.*, en prensa).

Parece haber una transición gradual entre estas dos primeras fases, como si ambas formaran parte de un proceso continuo de deformación que se inicia en la formación de pliegues, que gradualmente se reorientan hasta una posición subhorizontal y culmina con el desarrollo de las zonas de cizalla dúctil en algunos de los flancos inversos.

Esta segunda fase (D2) produce corredores o bandas de cizalla dúctil caracterizados por el desarrollo de foliación milonítica, tanto en metasedimentos como en ortoneises glandulares. En estos últimos se observa un fuerte bandeado (fábrica planar-linear), así como la presencia de estiramiento de fenocristales de feldespato y reducción del número de los mismos, que a veces están rodeados por *ribbons* de cuarzo. Se observa también una lineación marcada por la orientación de agregados biotíticos y de sillimanita. En los metasedimentos se observa que la foliación milonítica es el plano axial de pliegues intrafoliares con ángulo entre flancos a menudo de 5 a 15° próximos a las clases 1C y 2 de RAMSAY (1967) y en algunos casos a la clase 3 (fig. 12).

Se observan asimismo pliegues de charnela curvada, con secciones cerradas, como en los alrededores del km 49 de la carretera N-I (fig. 13).

En ocasiones se observan pliegues asimétricos con vergencia original al E. Debido a las fases posteriores de deformación y a la propia geometría, a menudo curva, de las charnelas, los ejes de estos pliegues muestran una dispersión considerable.

Se observan a escala cartográfica varias bandas de cizalla dúctil en el área de la Hoja, de las cuales la más importante se encuentra en el área situada en los alrededores de las localidades de El Vellón y Pedrezuela. Esta banda, cuya potencia debe sobrepasar 1 km, está replegada por fases posteriores (D3 y D4) y parece ensancharse y hundirse hacia el O, sin llegar a desarrollar un cabalgamiento basal (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa). En el sector de la misma situado entre las localidades de El Vellón y Pedrezuela se observan paragénesis con distena desde pre a sincinemática respecto a S₂. Al E del macizo ortoneísico de El Vellón, en el afloramiento del Arroyo del Monte, se observa una S₂ a veces milonítica, con desarrollo de *ribbons* de cuarzo, que rodea a granates que incluyen una esquistosidad anteriores recta (S₁), así como estaurolita con relaciones desde pre a tardicinemática respecto a S₂, sin haberse observado distena. En esta banda se observan abundantes pliegues de bajo ángulo entre flancos, vergentes al E y pliegues de charnela curvada (figs. 12 y 13).

En los alrededores de Cabanillas de la Sierra existe una banda de cizalla dúctil desarrollada principalmente sobre metasedimentos y en parte sobre los ortoneises glandulares, con los que están en contacto.

En ella se observa una foliación milonítica que es plano axial y rodea a pliegues intrafoliares de D₂, marcados a menudo por venas de cuarzo de exudación replegada (fig. 14). En los neises glandulares a los que afecta en su borde N se observa un fuerte estiramiento de los fenocristales de feldespato.

Otra banda de cizalla dúctil de importancia es la observada con una dirección general

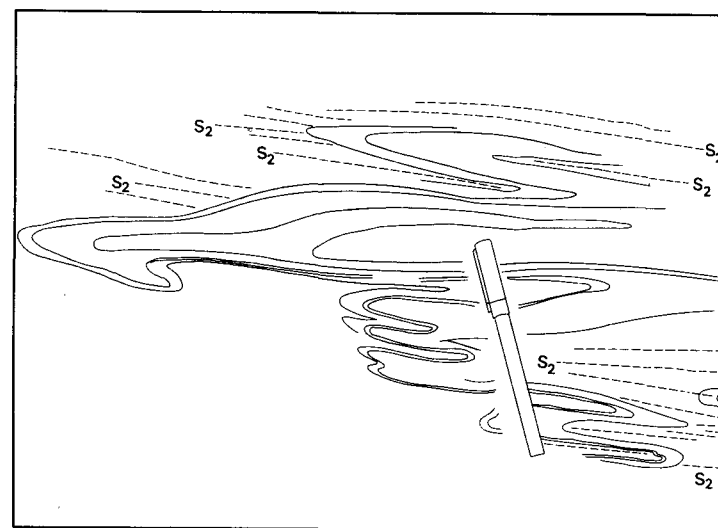
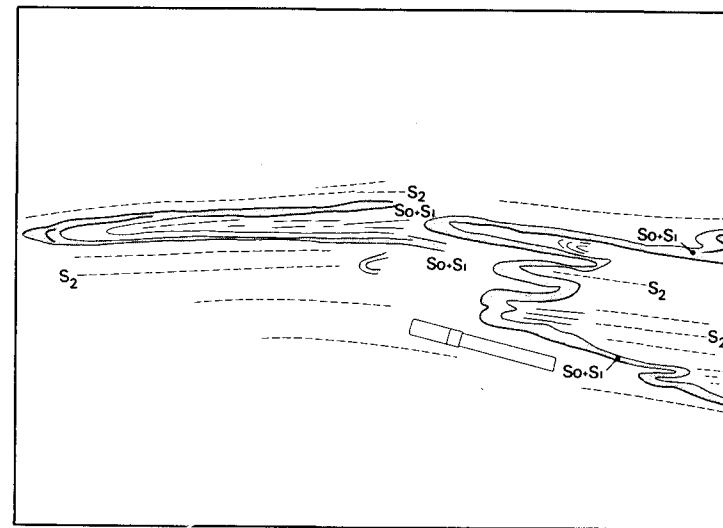
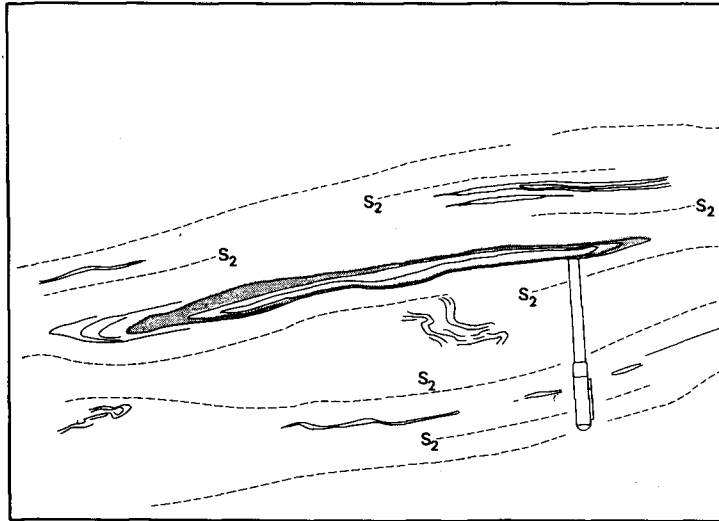
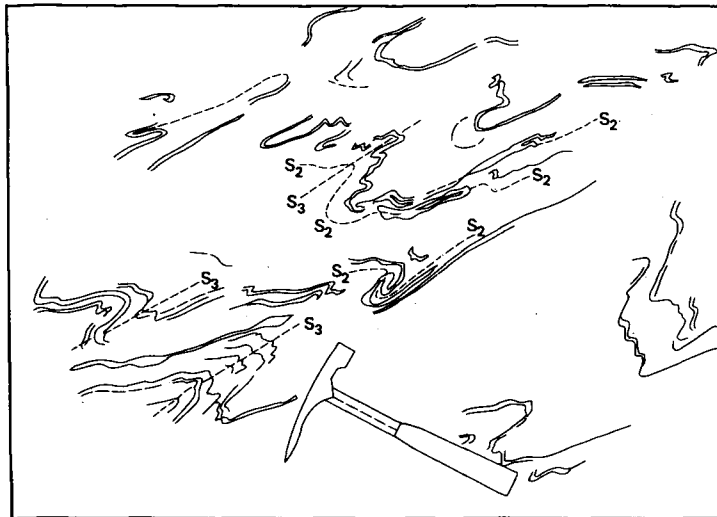


Figura 12. Pliegues de segunda fase hercínica (D 2) de muy bajo ángulo entre flancos con S 2 de plano axial. Carretera del Canal de Isabel II, unos 2 Km al NO. de El Molar.



A



B

Figura 13. Sección cerrada de pliegues de D2 con chamela curvada (a). Pliegues de D2, uno de ellos de sección cerrada y S2, plegados por D3 con desarrollo de interferencias en gancho (b). Ambos en los alrededores del Km 49 de la N-I.

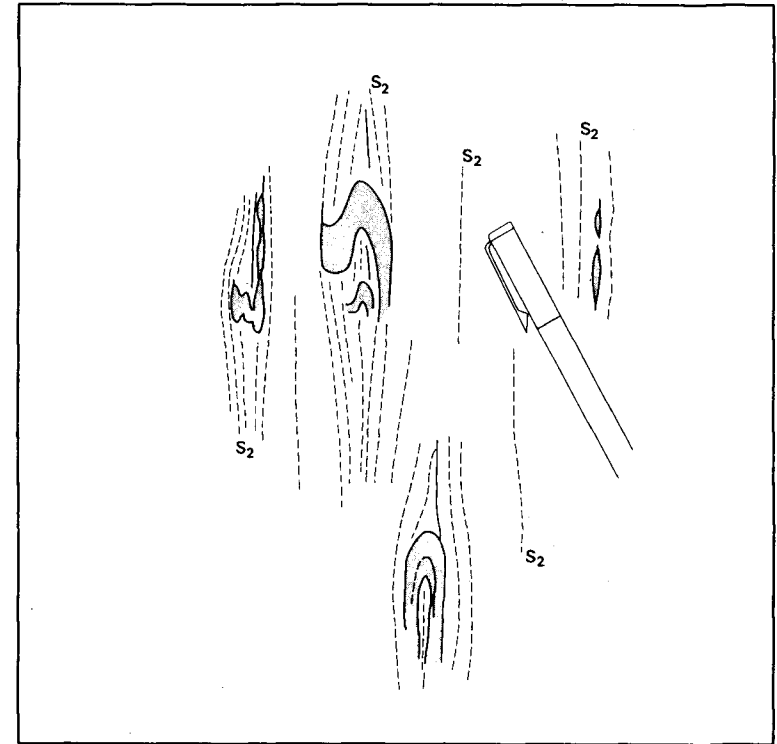


Figura 14. Venas de cuarzo, mostrando pliegues de D2 disruptados y boudinados con desarrollo de colas de presión en las chamelas. Banda de cizalla ductil de Cabanillas de la Sierra.

OSO-ENE, suavemente replegada por D4 al E de la localidad de Miraflores, que presenta un buen afloramiento a lo largo del ferrocarril Madrid-Burgos. En ella se observan ortoneises, muy deformados, a menudo miloníticos, con aspecto bandeado y frecuencia muy variable de glándulas de feldespato, con una fuerte lineación de estiramiento. Se observan también pliegues intrafoliares de D2.

Además de estas bandas de cizalla citadas se observan otras dos bandas estrechas en ortoneises, de dirección norteadas al O de Miraflores y otra afectando a metasedimentos y ortoneises, de dirección ONO-ESE, al S del Cerro de La Najarra, con características similares.

4.1.3. Tercera fase de deformación (D3)

Esta fase supone un episodio de replegamiento retroergente generalizado que induce una deformación intensa y penetrativa en áreas extensas. Es la responsable de algunos de los pliegues mayores cartografiados. Los pliegues generados presentan una vergencia hacia el O, buzando su superficie axial de 30 a 60° al E, en general, aunque en ocasiones puede llegar a estar subhorizontal debido al efecto de fases tardías de replegamiento. Asociada a esta etapa se desarrolla una esquistosidad (S3) de plano axial de los mismos, que varía desde esquistosidad de crenulación a una *schistosity* que casi borra a las esquistosidades anteriores, conservándose relictos de la S1 o S1 + S2 en alguna charnela. Su desarrollo es variable en función de la litología a la que afecta; así, mientras se produce una intensa esquistosidad de crenulación y a veces una *schistosity* en metasedimentos, en los ortoneises bandeados biotíticos se desarrolla muy bien una esquistosidad de crenulación y en los ortoneises glandulares, sin embargo, se suele producir un reaplastamiento o una desorganización de la esquistosidad principal (S2 o S1 + S2) y a veces desarrollo de micropliegues.

Los pliegues generados en esta fase suelen ser asimétricos, con un engrosamiento importante de charnelas y una geometría variables, predominando en general los pliegues muy apretados, a veces casi isoclinales, sobre otros más abiertos (fig. 13). Los ejes de los micropliegues varían de dirección al estar afectados por fases de deformación posteriores, principalmente D4, y son sensiblemente paralelos a una lineación mineral. En general se suelen hundir hacia el S.

En el sector de El Vellón-Pedrezuela se observan los mayores pliegues cartográficos de D3 de la Hoja: son la antiforma de El Vellón y la sinforma del Arroyo de La Hocquilla, cuya traza axial lleva una dirección NO-SE.

4.1.4. Cuarta fase de deformación (D4)

Durante esta etapa se repliegan suavemente las estructuras anteriores, originándose pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con direcciones próximas a N-S y planos axiales subverticales.

Cartográficamente esta fase se expresa por la ondulación que presentan las bandas de cizalla dúctil de D2, así como por la horizontalización, y en otros casos verticalización, de

los pliegues y esquistosidad asociada de D3, que se observa con numerosos puntos de la Hoja.

La interferencia de una antiforma y una sinforma de D4 con una antiforma de D3 es la que da la forma cartográfica del macizo ortoneíscico de El Vellón.

Localmente se observa, asociada a esta fase, una crenulación o una esquistosidad de crenulación grosera.

Por otra parte, desde sin a tardicinemática con D4 intruyen algunos macizos graníticos, como el de adamellitas porfídicas orientadas, que presentan una cierta foliación cataclástica de direcciones norteadas y subvertical.

4.1.5. Tardihercínico

Con posterioridad a la estructuración hercínica, la deformación en la Hoja de Torrelaguna se ha caracterizado por la existencia de varios episodios de fracturación importantes, por el reajuste sucesivo de fallas con orientaciones similares.

La primera etapa de fracturación importante está acompañada por la intrusión de diques de pórfido de orientaciones subparalelas, aunque existen otros con distintas orientaciones (N 40° E, mitad O de la Hoja). Su emplazamiento implica una extensión uniaxial según un eje N-S. Este plan de movimiento se corresponde con las últimas deformaciones hercínicas (CAPOTE *et al.*, 1987). A esta etapa se le ha denominado «Fase Malagón».

Se encuentra también un conjunto de diques mocródioríticos, de dirección aproximada E-O, con buzamientos de 80 a 90°.

Existe otro conjunto de diques de pegmatoides y aplitas graníticas con orientaciones subparalelas cuya relación con la fase anterior no está claramente establecida. Es destacable que generalmente los diques graníticos aplíticos tengan una gran potencia (sobre los 5 m) y unos buzamientos bajos, e incluso se llegan a localizar algunos subhorizontales (por ejemplo, vía del ferrocarril al S del granito de La Cabrera), lo que implicaría, en general, un estado tensional comprensivo en la horizontal.

La etapa fundamental de fracturación tardihercínica del Sistema Central es la que produce fallas con orientaciones hacia el NE (NO-N 90°), que son las que posteriormente van a presentar distintos vectores de desplazamiento según los tensores de esfuerzos existentes en cada período tectónico.

Estas directrices (fundamentalmente N 10-30° y N 70-90°) suelen ir acompañadas por el emplazamiento de diques de cuarzo. Los desplazamientos que originan son grandes desgarres normales, movimientos normales con importante componente en dirección (fallas normal direccionales) y extensiones radiales (probable momento de máximo emplazamiento de los diques de cuarzo). También se han observado algunos procesos de tipo hidrotermal asociados a estas fallas (por ejemplo, al S de Miraflores).

A esta etapa de fracturación se le ha denominado «Fase Hiendelaencina» (VICENTE *et al.*, 1986). con una dirección de acortamiento horizontal constante desde el NE (N35-55 E).

En la ladera O del Cerro de San Pedro se localizan numerosos diques de este tipo reactivados durante las etapas deformacionales alpinas. Algunos presentan en la cartografía una traza curva, pero realmente representan las directrices mencionadas.

Las grandes fallas que limitan los *horst* y *graben* alpinos de esta Hoja, como la falla del borde S del Sistema Central y la falla del río Guadalix, se habrían originado inicialmente en esta etapa.

4.2. FRACTURACION ALPINA

Mediante el análisis poblacional de fallas en una serie de estaciones de esta Hoja, sobre rocas post-paleozoicas, se han diferenciado una serie de tensores de esfuerzo y deformación que han originado la estructuración alpina de este sector del Sistema Central.

a) Etapa Ibérica:

Corresponde a las deformaciones debidas a esfuerzos transversales a la Cordillera Ibérica. No se han encontrado tensores claramente pertenecientes a esta etapa en la Hoja, aunque sí en las más próximas. Los movimientos en las fallas originadas en la etapa Hiendelaencina y en los tipos de tensores son muy similares. La etapa Ibérica presenta también una compresión desde el NE (N 45°-55° E), originando movimientos de tipo desgarre normal, y en sentidos de desplazamientos similares su edad es Oligoceno-Mioceno inferior. La sedimentación paleógena continental existente alrededor del *horst* del Cerro de San Pedro ha de estar relacionada con esta etapa.

b) Etapa Guadarrama:

Es la etapa alpina más importante en el Sistema Central, ya que es la responsable de su estructuración actual en horst y grabens inversos. Presenta elipsoides de tipo inverso-direccional en fallas con direcciones entre N 20 y N 70, con buzamientos bajos; elipsoides de tipo desgarres inversos o en fallas de similares orientaciones, pero con buzamientos mayores y desgarres normales en fallas de direcciones N 110 y N 180 con buzamientos altos. Para todos estos tipos la dirección de compresión es N 140-155 (figs. 15a y 15b). Es decir, esta etapa aprovecha para sus momentos más comprensivos los desgarres tardihercínicos de la etapa Hiendelaencina, pero con sentidos de movimiento contrarios.

La secuencia deformacional implicaría una disminución de la intensidad de las compresiones horizontales en el tiempo, según se ha establecido en sectores más orientales del Sistema Central (VICENTE de, 1988) con lo que la última subetapa de fracturación mencionada (desgarres normales) sería la más reciente. La edad de la etapa de fracturación Guadarrama es Mioceno inferior-Mioceno superior; su datación se realiza por su relación con la sedimentación de los materiales neógenos, cuyas facies más energéticas progradan (aumento de energía) hacia la cuenca del Tajo, indicando el momento de mayor deformación durante el momento de deposición de los materiales representados en la cartografía como la litofacies más alta del Mioceno (?). Las direcciones de las paleocorrientes deducidas en los

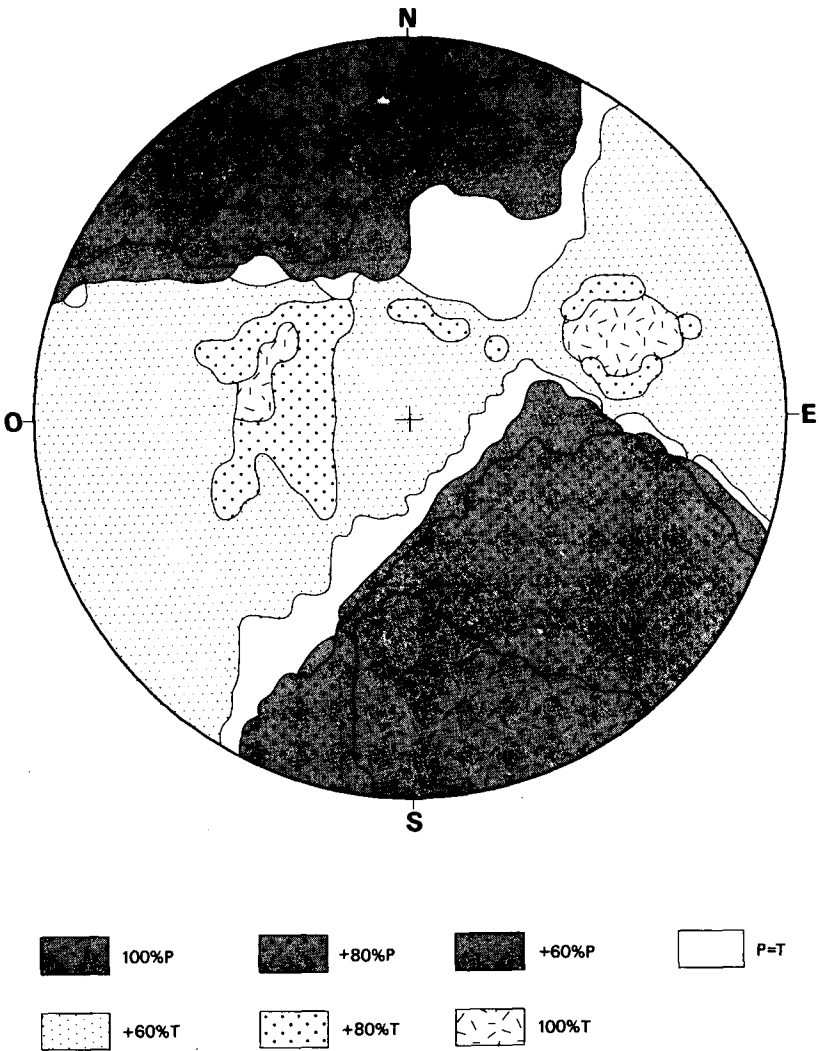
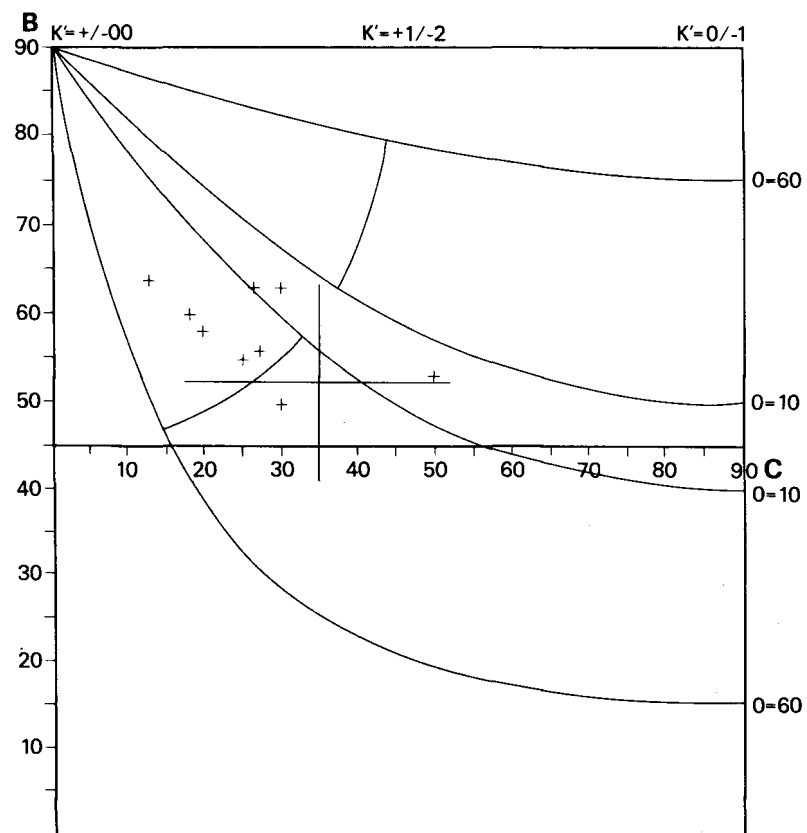


Figura 15A. Direcciones de compresión (en negro) y extensión (punteado) de la etapa Guadarrama. Mesofallas medidas en las calizas cretácicas al S. de Venturada.



ESTACION 8SCT4

Buzamiento Medio - 52.25 (63.4462/41.0538)

Cabeceo Medio - 34.9167 (52.0605/17.7729)

K' Medio - -1.72522 (-3.64437/-1.19482)

Fi Medio - 17.0527 (-25.2774/21.0314)

Figura 15B. Relaciones entre Buzamiento de las fallas y Cabeceo de las estrías de los datos de la fig. 15A. Son fallas con componente inversa y direccional.

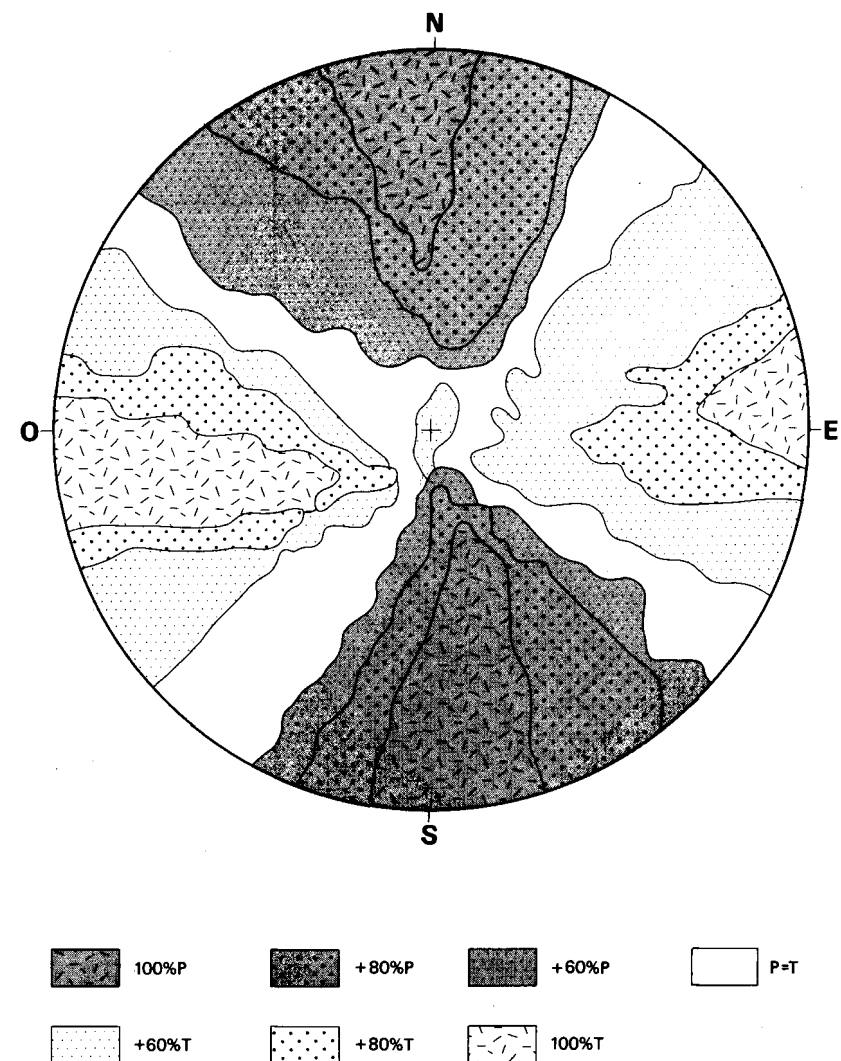
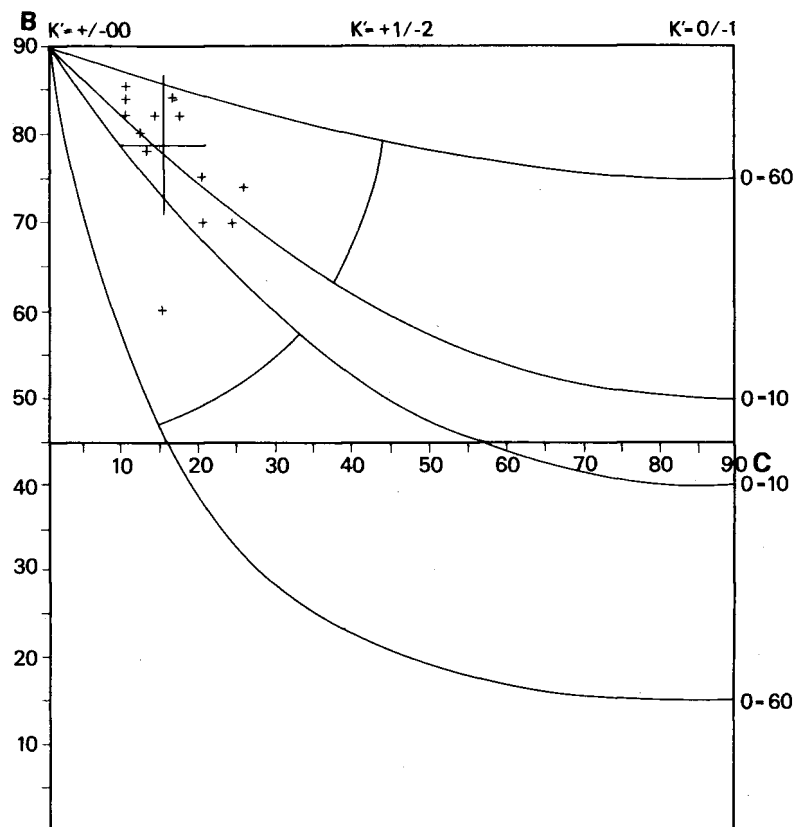


Figura 16A. Direcciones de compresión (en negro) y de extensión (cuadrados blancos) de la etapa Torrelaguna. Mesofallas medidas en calizas cretácicas cuyas direcciones afectan a los depósitos Miocenos. Oeste de Torrelaguna.



ESTACION 8SCT1
 Buzamiento Medio = 78.8 (86.3207/71.2794)
 Cabeceo Medio = 15.0667 (20.3892/9.74418)
 K' Medio = 8.73268 (29.6326/3.71953)
 FI Medio = 15.4064 (69.0859/1.58662)

Figura 16B. Relación entre Buzamiento de las fallas y Cabeceo de las estrías de las fallas de la fig.16A. Son fallas del tipo desgarre ligeramente normal.

materiales neógenos de la depresión del Tajo, perpendiculares al Sistema Central, y sus características deposicionales (CALVO *et al.*, 1987) también indican una fuerte levantamiento del Sistema Central durante su deposición.

La macroestructura se organiza mediante fallas inversas con buzamientos elevados ($> 60^\circ$) en una serie de horst y graben (Horst Cerro San Pedro, graben río Guadalix, Horst de Miraflores) limitados por fallas de orientación E-O (por ejemplo, borde N del Macizo de El Vellón) y fallas N 20-40 E (por ejemplo, borde SE del Horst de San Pedro), con movimientos de desgarres inversos. La dirección N 40 también limita alguno de estos bloques, y según el análisis poblacional se correspondería con las fallas de un carácter inverso más marcado. No aparecen pliegues en los materiales mesozoicos y cenozoicos de orientaciones distintas a las de las fallas, por lo que su comportamiento será pasivo y controlado en todo momento por el movimiento de las fallas, al menos en esta Hoja. Los buzamientos de todas estas fallas aparecen tanto hacia el S como hacia el N, originando una gran complicación estructural en el valle del río Guadalix.

c) Etapa Torrelaguna:

En otras zonas del Sistema Central se habían localizado compresiones en dirección N-S en fallas con movimiento de tipo desgarre normal, aunque no se les había asignado edad. En esta Hoja los materiales neógenos aparecen ligeramente deformados por una serie de monoclinales y afectados por algunas fallas que implican este tipo de deformación N-S (por ejemplo, zona E de la Hoja). Por otra parte, se han localizado materiales Cuaternarios en otras zonas del Sistema Central (Valle del Lozoya, Rascafría) afectados por una compresión submeridiana. Por último, la tendencia evolutiva de los elipsoides de esfuerzo y deformación concuerda con la hipótesis de que este tipo de deformación sea la más reciente (VICENTE, de, 1988). Por todo ello, se define una última etapa de fracturación cuyos elipsoides se han podido determinar muy mayoritariamente en las proximidades de Torrelaguna.

Son una continuación de los elipsoides del último tipo de deformación de la fase Guadarrama, si bien con una dirección de compresión algo más nortada (N 170-180) (figs. 16a y 16b) y algo menos extensiva, aunque siempre dentro de los desgarres normales. Las direcciones de fracturación son N 150-160 y N 180-200, con buzamientos altos. Su edad es Mioceno superior-Cuaternario.

En Redueña, al NE de la Hoja, fallas nortadas basculan depósitos Cuaternarios.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES

La geomorfología del Sistema Central está controlada por las formas asociadas a grandes aplanamientos que, por su extensión superficial y significado genético, podríamos denominar rasgos «megamorfológicos», a los cuales se les superponen otros derivados de la acción de los procesos actuales y subactuales. Esto no impide el que en zonas y con procesos

determinados puedan llegarse a definir también verdaderas «megamorfologías» recientes, tanto más cuanto más intensos sean los procesos degradantes, tal y como ocurre en las cuencas sedimentarias adyacentes.

En consecuencia, el planteamiento geomorfológico general de estas zonas puede realizarse en dos grandes apartados:

- 1) Las superficies de erosión que, junto a la morfoestructura, configuran, en su mayoría, los grandes rasgos del relieve actual.
- 2) El modelado reciente, Cuaternario y Pliocuatnario, sobreimpuesto al anterior y que, también en su mayoría, define las formas de detalle.

La separación entre ambos grupos morfológicos será tanto más fácil cuanto más generalizado haya sido el aplanamiento y más reciente su desnivelización. Cuando, como ocurre en el Sistema Central, pueden establecerse varias fases para ambos acontecimientos no siempre es posible distinguir tajantemente entre formas heredadas y formas en equilibrio con los procesos morfogenéticos actuales y/o subactuales.

5.1.1. Las superficies de erosión

Aunque el reconocimiento de grandes superficies de aplanamiento en la meseta es anterior (FISCHER, 1894; SCHMIEDER, 1915, etc.), fue SCHWENZNER, en 1937, quien, apoyándose en esos trabajos, hizo el planteamiento más completo en lo referente a estos temas.

Siguiendo el modelo genético-evolutivo de la «Escalera de piedemonte» desarrollado por PENCK, W. (1923, ref. 1972), para los macizos antiguos, SCHWENZNER (1937) establece una morfografía del Sistema Central que se ajusta bastante bien a dicho modelo. Reconoce un sistema de llanuras escalonadas que queda configurado según una superficie de cumbres y tresde meseta, M3 o de paramera, y M2 y M1, de piedemonte en rampas y campiñas.

Para SCHWENZNER se partiría de un arrasamiento general que forma la superficie fundamental de la meseta y ocupa las cumbres del Sistema Central. Cada una de las llanuras o escalones se corresponde con otros tantos arrasamientos parciales que, debido a la tectónica continua, han ido quedando colgados. Considera la superficie de cumbres como intraterciaria (post-Oligoceno inferior, pre-Tortonense), la M3 finimiocena y las M2 y M1 pliocenas.

Para SOLE, L. (1952) y BIROT y SOLE (1954) todos esos escalones corresponderían a una superficie finimiocena desnivelada por la tectónica al iniciarse el Plioceno. Los piedemontes (M2 y M1) serían de edad pliocena y corresponderían, según BIROT (1937) a una «superficie tipo Pediment».

El significado de las superficies de erosión antiguas, premiocenas, en el relieve actual, que fuera descartado en los modelos anteriores, cobra actualidad en otras interpretaciones genéticas del Sistema Central, tal y como ya señalaran SCHMIEDER (1915) y HERNANDEZ PACHECHO, E. (1923).

PEDRAZA (1978), en un modelo intermedio o mixto entre los propuestos por SCHWENZNER (1937) y SOLE, L. (1952) considera una «superficie tipo penillanura, poligénica y heterocro-

na» como fundamental en la génesis del Sistema Central. Esta superficie sería elaborada, a lo largo de diferentes ciclos, por procesos variados, presenta fisonomía de penillanura y ha finalizado su elaboración en diferentes ciclos según fuera quedando 'fossilizada' o 'colgada' respecto a los agentes erosivos. Hoy constituye las cumbres y parameras (M3). Partiendo de ella, durante el Terciario medio se desarrolla una etapa de pedimentación bajo condiciones similares a las de sabana, que llega a originar una superficie tipo «Etchplain», según el modelo de las superficies grabadas y exhumadas de BÜDELL (1957). Esto está apoyado por: la fisonomía de los relieves, presencia de *inselbergs*; por los datos paleoclimáticos; por las descripciones de los perfiles de meteorización; por los procesos genéticos de los sedimentos correlativos, etc. (BOTELLA y HORNOS, 1884; CALDERON y ARANA, 1884 a y b; VADOUR, 1977; GUTIERREZ ELORZA y RODRIGUEZ VIDAL, 1989, etc.).

Esta superficie sería posteriormente desnivelada por la tectónica en el Plioceno medio y/o superior y remodelada por un proceso de pedimentación bajo condiciones climáticas más uniformes, hasta definir una fisonomía de *Pediment* tipo árido o semiárido.

El primer proceso, el de pedimentación de sabana, originaría los materiales que rellenan la cuenca (ciclo arcósico, PEDRAZA, 1978), mientras que al segundo proceso, de pedimentación árida, corresponden los depósitos de las rañas. Todo ello configura la génesis de los piedemontes (M2 y M1) y las superficies generales de la cuenca (superficies de los páramos y campiñas).

Como ya se ha señalado por diferentes autores (PEDRAZA, 1978; CABRA, *et al.*, 1983, etc.), se observan en toda esta zona una serie de cerros, hombreras e incluso alineaciones con una posición topográfica dudosa, entre la superficie de paramera y los piedemontes, que podrían ser interpretados como residuos de esa posible etapa de formación de una superficie *depo etchplain*.

GARZON (1980) considera como superficie fundamental la finicretácica que se habría generado bajo condiciones de alta humedad y temperatura. En las cumbres y parameras habría sido transformada en una superficie tipo penillanura durante el ciclo arcósico (Mioceno y tiempos próximos).

En resumen, independientemente del modelo genético que se aplique, el relieve de esta zona se ajusta a la fisonomía general de todo el Sistema Central: conjunto de planicies escalonadas, producto de las sucesivas etapas de arrasamiento-elevación tectónica habidas en el macizo.

5.1.2. El modelado de detalle

La tónica general en todo el Sistema Central en lo referente a estos procesos es el de predominio de acciones degradantes frente a las agradantes. Las depresiones interiores apenas presentan formaciones superficiales en su fondo; las laderas y demás escarpes de articulación están, por lo general, limpios, estando en muchos casos únicamente recubiertas por un manto edáfico de poco espesor. Donde se concentra el mayor número de acciones deposicionales es, por lo general, en las vegas o sistemas de aterrazamiento fluvial.

Los fenómenos generadores de este modelado de detalle pueden agruparse en tres grandes grupos: fenómenos fluviales y asociados, responsables de la formación de la mayoría de los elementos morfológicos representados en esta zona, ya sean de carácter erosivo (encajamientos fluviales, rellanos articulados, acarcavamientos, etc.) o deposicional (sistemas de terrazas del Jarama y Guadalix, glacia, conos aluviales, etc.); fenómenos gravitacionales son los que originan los materiales que tapizan las vertientes o se concentran en su base. Aunque el agente generador sea fundamentalmente la caída por gravedad, ésta puede estar más o menos asistida por otros procesos, tales como arroyada, solifluxión, etc.; fenómenos periglaciares, este tipo de procesos es mucho más escaso y localizado que los anteriores. La acción periglaciaria, de muy baja intensidad, queda restringida a las zonas más altas de las laderas, así como a algún rellano de paramera.

5.2. EL SISTEMA CARTOGRAFICO

El problema principal a que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica deriva de la ausencia tanto de una simbología y generalizada como de unas unidades básicas que sirvan como referencia geométrica, genética y evolutiva.

En este caso, y dados los precedentes de nuestras investigaciones sobre la cartografía geomorfológica del Sistema Central (PEDRAZA, 1978; CENTENO, 1983; CENTENO *et al.*, 1983; RUBIO, 1984) creemos procedente establecer aquí el sistema de delimitación de unidades como referencia básica.

De esta manera se diferencian unas porciones del relieve que se han generado según unos procesos o sistemas de ellos, con un contenido evolutivo y una geometría específica presente aún en el terreno y/o fácilmente deducible a pesar de los procesos posteriores más o menos degradantes. Dichas porciones constituyen las UNIDADES GEOMORFOLOGICAS.

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, *los elementos geomorfológicos*, establecen las referencias geométricas y genéticas mínimas en que puede ser compartimentada la unidad. Las asociaciones mayores sirven, en todo caso, como base de referencia a la hora de establecer categorías de relieves, regiones naturales, regiones morfoestructurales, es decir, megamorfologías.

Dados los objetivos de este mapa, se elude el segundo proceso, aunque ha quedado referenciado en la introducción, para centrarnos en la cartografía de los elementos. Estos, de acuerdo con los métodos referidos, se agrupan según varias categorías; así:

Propios: Son aquellos elementos que caracterizan a una unidad y, por tanto, su ausencia implica la imposibilidad de definirla. Siempre tienen una entidad geométrica, pues se trata de formas, aunque a veces se asocian a un agente o una acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad y viceversa.

Sobreimpuestos: Son aquellos elementos que se asocian a la unidad desde un punto de vista espacial, pero la distorsionan desde el punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo.

Esta asociación puede ser por:

Herencia, caso de elementos residuales de unidades previas que no fueron anulados al elaborarse la nueva unidad.

Degradación, caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores de la unidad. Son, por tanto, elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.

5.3. DESCRIPCION DE LAS UNIDADES

5.3.1. Superficie tipo penillanura en cumbres

Corresponde a la Superficie de Cumbres de SCHWENZNER (1937). Está formada por una serie de planicies suavemente alomadas que dan lugar a las divisorias principales de la región. Son característicos algún relieve tipo *monadnock* y áreas en las que aflora un sustrato alterado (arenización).

Como consecuencia del rango de altitudes en que aparece, por encima de los 2.000 metros, en toda la superficie se encuentran signos de actividad periglaciaria de diversa intensidad.

En la Hoja que nos ocupa los únicos restos de esta superficie están localizados al NE, dando el denominado Cerro de Najarra.

5.3.2. Superficie tipo penillanura en paramera

Corresponde con la superficie M3 de SCHWENZNER (1937). Su morfología es igual a la de cumbres, con relieves residuales de tipo *monadnock* y gran abundancia de alteraciones y navas. Dentro del Sistema Central los mejores ejemplos de esta superficie corresponden a las parameras abulenses. Fuera de allí queda reducida a pequeños replanos colgados a media ladera o culminando elevaciones secundarias, como es el caso del Cerro de San Pedro en el centro de esta Hoja. Este cerro podría también considerarse como un relieve residual tipo *Inselberg*, cuya culminación es convergente con la unidad de paramera.

5.3.3. Escarpes de articulación formando laderas

Son formas de articulación entre las diferentes superficies escalonadas. En general se trata de pendientes escarpadas y rectilíneas, tendencia únicamente modificada por la presencia de formas de origen fluvio-torrencial, gravitacional, alteraciones, etc.

En general son asociables con grandes fracturas, lo que hace que se interpreten como desniveles de origen tectónico, aunque la dificultad de reconocer planos o escarpes de falla hace que los encuadremos en el contexto general de escarpes tecto-erosivos.

En los tramos más altos se detectan fenómenos periglaciares que, asistidos por procesos gravitacionales, dan lugar, principalmente, a la formación de canchales. En toda la ladera hay, además, un recubrimiento de espesor variable, formado por suelos, regolito, y sus removilizaciones por gravedad, arroyada, solifluxión, etc.

5.3.4. Depresiones interiores formando piedemontes/corredores

La estructura general de esta unidad la presenta como una zona hundida respecto al entorno inmediato; tiene por ello un control tectónico neto, lo cual queda patente en el trazado de sus límites, que, a grandes rasgos, se ajusta al de las grandes fallas y fracturas.

En la Hoja de Torrelaguna se localiza la depresión de Miraflores, Guadalix de la Sierra, Redueña, que con una dirección prácticamente E-E constituye un auténtico valle fósil, apuntado ya por HERNANDEZ PACHECO (1930), que fue recorrido anteriormente por el río Miraflores antes de su captura por el Guadalix (LAZARO OCHAITA, 1976). Testigos de este suceso lo constituyen las terrazas fluviales depositadas entre Venturada y Torrelaguna (CABRA *et al*, 1983). HERNANDEZ RODERO, F. (1989) lleva a cabo un estudio sobre la evolución geomorfológica y sedimentológica de esta fosa, así como del comportamiento de la red hidrográfica Guadalix, Miraflores, Arroyo de las Huertas, deduciendo la importancia del factor tectónico en la evolución reciente de dicha depresión.

Dentro de esta unidad se incluyen también una serie de depresiones de menor tamaño y forma ligeramente lineal, corredores. Se trata de valles de probable origen tectónico y ocasionalmente de fondo plano, que enlazan superficies de igual cota o albergan cursos de tipo rectilíneo. Es el caso de la pequeña represión del Arroyo del Valle, cuyo inicio se observa inmediatamente al N de Miraflores de la Sierra, y que se desarrolla fundamentalmente en la Hoja de Buitrago de Lozoya.

5.3.5. Superficies tipo «pediment» formando rampa

Estas unidades son las características de los bordes del Sistema Central, formando transición entre las elevaciones o sierras y las cuencas terciarias.

Se trata de planicies en general degradadas por la incisión fluvial, que forman el piedemonte. Su arranque está, por lo general, bien definido mediante una ruptura de pendiente neta (*nick*) y a lo largo de su trazado hay gran profusión de relieves residuales tipo *inselberg*, que en general presentan dimensiones limitadas.

En su trazado pueden aparecer dos escalonamientos que corresponden a otras tantas fases de desnivelación tectónica y/o modelado, diferenciándose así la superficie tipo *pediment* formando rampa superior, que enlaza directamente con las elevaciones aunque pueda quedar interrumpida por depresiones que en ocasiones se prolongan hasta la misma unidad de ladera. Se corresponde con el nivel M2 de SCHWENZNER y la superficie tipo *pediment* formando rampa inferior, la cual constituiría un falso *pediment*, ya que está generado a costa del *pediment* superior a veces por simple desnivelación tectónica, otras por desnivelación y fenómenos modeladores, los cuales han tenido un desarrollo irregular; en unas

zonas de simple retoque del *pediment* desnivelado, en otras de verdadera sustitución del mismo, hasta hacer que sea este segundo el que enlaza directamente con las elevaciones a partir del borde del macizo. Se corresponde con el M1 de SCHWENZNER.

5.3.6. Relieves estructurales

Se ha diferenciado esta unidad debido al importante papel morfológico que representa en el área que abarca esta Hoja.

Viene definida por el afloramiento en mayor o menor extensión de las unidades cretácicas plegadas, que atraviesan la Hoja, dando relieve tipo cuesta en su mayoría. Su anterior asociación y enrasamiento con las unidades terciarias parece evidente, por lo que bien podría tratarse de un proceso de exhumación convergente con las vertientes glaciares.

5.3.7. Vertientes glaciares y formas de sustitución y/o degradación actual y subactual de las otras unidades

Su significado, como ocurre en otros tipos de relieves, es discutible a nivel de unidad geomorfológica.

Si desde el punto de vista geométrico no hay duda de su entidad, desde el genético pueden presentarse serias objeciones para llegar a esa asignación. El problema, en este y otros casos, es llegar a separar lo que es simple generación de elementos degradantes sobre una unidad, de lo que es una verdadera sustitución con generación de elementos característicos de esa otra unidad creada.

En principio, la génesis de esta unidad hay que relacionarla con los primeros estadios en la definición de los encajamientos de la red hidrográfica actual. Se trata de rellanos escalonados, a modo de terrazas, que se diferencian de ellas por su pendiente dando perfiles de glacis, y aunque asociables a cauces fluviales, no siempre acorde con los trazados actuales.

Desde el punto de vista genético-evolutivo pueden clasificarse como formas de transición entre las morfologías de planicies generalizadas precuaternarias y las llanuras encajadas o aterrazamientos cuaternarios.

Según se desarrollen en uno u otro contexto se diferencian:

1. Vertientes glaciares y formas de sustitución y/o degradación actual o subactual de las otras unidades sobre el macizo cristalino.
2. Vertientes glaciares y formas de sustitución y/o degradación actual o subactual de las otras unidades sobre la cuenca terciaria.

5.3.8. Sistema de aterrazamiento fluvial (Jarama-Guadalix)

En esta zona esta unidad está bien representada únicamente en el cuadrante SE de la Hoja, donde los ríos Jarama y Guadalix poseen entidad suficiente como para generar un sistema de aterrazamiento importante.

En el río Jarama las terrazas se distribuyen de forma asimétrica, estando mejor representadas en la margen izquierda. CABRA *et al.*, (1983) describieron 15 terrazas para este río, aunque en el área que abarca esta Hoja sólo se pueden observar tres de ellas.

Con respecto al río Guadalix, LAZARO OCHAITA (1977) describió cinco terrazas en esta zona, con un desarrollo equilibrado en ambas márgenes. En la cartografía que nos ocupa sólo se han diferenciado por razones de escala e interpretación, dos de ellas aparte de la actual.

5.4. DESCRIPCION DE LOS ELEMENTOS

5.4.1. Elementos asociados a las superficies de erosión

Se trata de formas relictas que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y subactuales, ya que fueron generadas durante el período de formación de las unidades mayores. Sin embargo, es posible la aparición de formas de este tipo en la actualidad como consecuencia de fenómenos convergentes.

Atendiendo a su fisonomía, su significado en el contexto genético-evolutivo de la unidad, así como a su estado de conservación, se pueden distinguir los siguientes tipos:

5.4.1.1. Residuos de superficies bien conservados en depresiones

Se trata de restos de superficies que, debido a los procesos degradantes, básicamente fluviales, han quedado aislados dentro de la depresión. Aunque por sus características tanto fisonómicas como litológicas pueden correlacionarse con una unidad determinada, ya que conservan los rasgos definitorios de la unidad a la que pertenecen.

Así pues, las hemos clasificado en base a esta relación:

- a) Residuos de superficie bien conservados en depresiones, convergentes en el *pediment* superior.
- b) Residuos de superficie bien conservados en depresiones, convergentes con el *pediment* inferior.
- c) Residuos de superficies bien conservados en depresiones, convergentes con campiñas (la unidad de campiña no ha sido definida en esta Hoja; así pues, lo único que aparece son restos de esa superficie original).
- d) Residuos de superficie bien conservados en depresiones, convergentes con la unidad de relieve estructurales.

5.4.1.2. Restos de superficie bien conservados en «*pediment*» inferior

Forman retazos de planicie que han quedado como «residuos de posición» respecto a los elementos sobreimpuestos generados a costa de esta unidad por los procesos degradantes, básicamente fluviales. Poseen todos los rasgos característicos de la superficie, siendo, por tanto, elementos propios y característicos de la morfología original de dicha planicie.

5.4.1.3. Superficie degradada

Se trata de zonas de dimensiones variables en las que la planicie original ha sido modificada por distintos procesos, aunque no llegan a generar una verdadera sustitución en la morfología.

Se localizan tanto en el *pediment* superior como en el inferior.

5.4.1.4. Relieves residuales

Se clasifican según su morfología y según se asocien a un tipo de superficie o puedan aparecer en cualquiera.

a) *Tipo Monadnock*.—Corresponden a las formas que caracterizan los grandes resaltes en la superficie tipo «Penillanura» que describiera DAVIS (1899). Son formas alomadas, con articulaciones suavizadas, y que presentan continuidad topográfica con el trazado de la superficie. Son características de las superficies de cumbres y parameras (M3 de SCHWENZNER).

b) *Tipo Inselberg*.—Corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de la superficie tipo *pediment*. El hecho de que formas de este tipo, de altura equivalente o ligeramente inferior a las parameras, aparezcan en las laderas induce a pensar que se trata de los restos de la antigua «superficie de lavado» o «*pediment* de sabana». En tal caso habría que considerar los *inselberg* como elementos «heredados», aunque éste sigue siendo un problema de estudio como ya se señaló en la descripción de unidades.

c) *Relieves residuales con culminación plana*.—En general, se debe considerar como formas derivadas de otras unidades no sustituidas por los procesos morfogenéticos posteriores. Sin embargo, lo exiguo de la culminación no permite en la mayoría de estos casos identificar su procedencia, razón por la que se les asigna un carácter meramente morfológico.

d) *Crestas*.—Se trata de relieves alargados que suelen asociarse a afloramientos de filones, diques, etc. No se le asigna una génesis específica, ya que es la propia roca la que define y controla este tipo de relieve.

5.4.1.5. Hombreras

Se trata de pequeñas planicies que interrumpen la unidad de ladera. En algún caso podrían ser relacionadas con la superficie de paramera o se encuentran situadas ligeramente por

debajo de ella, lo que las relacionaría con alguna superficie intermedia entre ésta y el *pediment* superior. Serían correlacionables con relieves tipo *inselberg* en laderas, mencionados en el apartado anterior.

5.4.1.6. *Rellanos articulados*

Se trata de frentes de escarpe degradados, con un perfil convexo, que generalmente dan una morfología de replanos escalonados y articulados entre sí. Son el producto de la degradación producida en la red fluvial antes de jerarquizarse. Se dan sobre sustrato cristalino y son característicos del *pediment* tanto superior como inferior. Suelen aparecer alrededor de relieves residuales presentes en estas superficies.

5.4.2 **Escarpes**

Son rasgos morfológicos bien definidos, con fisonomías escarpadas y con pendientes variables. Su significado morfogenético es muy variado, ya que pueden haber sido producidos por tectónica, por incisión fluvial, por degradación o alteración, etc.

En este caso hemos definido dos tipos de escarpes, atendiendo más que a su magnitud a su situación y localización dentro de las unidades.

5.4.2.1. *Escarpe de articulación entre unidades*

Son formas de desarrollo irregular que genéticamente deben clasificarse como mixtas. En la mayoría de los casos se trata de escarpes remodelados, exagerando su desarrollo, acomodándose a la red de fracturas, etc. En la Hoja que nos ocupa estos escarpes se dan entre las dos superficies de *pediment* (inferior y superior) y entre éstos y la depresión Guadalix-Redueña.

5.4.2.2. *Escarpes de encajamiento fluvial*

Se producen por la acción de encajamiento fluvial, teniendo unas dimensiones que varían notablemente desde unos pocos metros propios, de los escarpes entre terrazas, hasta más de 100 m en gargantas y barrancos, como son el del río Guadalix entre su salida del Embalse de El Vellón y su paso por la unidad de relieves estructurales cretácicos. Otro encajamiento de este tipo lo constituye el del río Manzanares, en su salida del Embalse de Santillana.

5.4.3 **Elementos fluviales y de procesos asociados**

La morfogénesis originada por las aguas de escorrentía, sean concentradas o semiconcentradas, es la dominante en estas zonas durante todo el Cuaternario. Debido a ello, estos

agentes han sido los únicos capaces para desarrollar elementos degradantes, con entidad suficiente como para llegar a definir nuevas morfologías con categoría de unidad al sustituir las formas previas.

Aun teniendo génesis variadas, todos estos elementos muestran una dependencia casi exclusiva de las aguas de escorrentía. Partiendo de ello se establecen los siguientes elementos morfológicos:

5.4.3.1. *Rellanos articulados en vertientes con perfil de glacis*

Corresponden a formas de degradación pura debida a la acción erosiva de las aguas de escorrentía en los primeros estadios de jerarquización.

Se trata de un sistema de rellanos o replanos escalonados y articulados entre sí por pequeños escarpes o inflexiones. La evolución de cada rellano una vez 'colgado' por el encajamiento de los canales es el de una vertiente bajo la acción de aguas de arroyada.

Son elementos característicos de la unidad de «Vertientes glacis» y de sustitución o degradación de relieves previos.

Dado que degradan a la unidad de campiña, cuya edad se establece como Pliocena o Plio-pleistocena, se les podría asignar a estas formas una cronología inmediatamente posterior.

5.4.3.2. *Glacis*

Genéticamente constituyen elementos de transición entre los rellanos articulados del apartado anterior; de hecho son una forma más elaborada que estos replanos, pero generada por procesos similares, y las terrazas. La red generadora de estos elementos debe presentar una gran capacidad de divagación ante la ausencia de encajamiento, así como una acción bastante bien definida de la arroyada en manto.

De acuerdo con estas características, y dependiendo de la ausencia o presencia de depósitos asociados a estas formas, hemos diferenciado entre glacis erosivo y glacis s.s.

Además de éstos, englobando también dentro del término general de glacis, tenemos un tercer elemento: glacis-teraza. Está generado de una manera conjunta por la actividad sedimentaria de las aguas emergentes de los escarpes y la de un río bien definido, en este caso el Jarama, más o menos perpendicular a aquéllos.

5.4.3.3. *Acarcavamientos y badlands*

Son formas de incisión que forman una red densa, de ramificación arborescente. Son característicos de materiales poco consolidados, no muy permeables. Dependiendo del

grado de excavación se diferencian entre acarcavamientos (de menor grado) y *badlands* (de mayor).

En la zona que nos ocupa aparecen representadas ambas formas en el SE sobre los materiales terciarios en los que se define la unidad de vertientes glacis.

5.4.3.4. *Formas de incisión producidas por canales*

Se trata de valles de arroyos, ríos, torrentes, etc., que han sido originados por la acción fluvial.

Se han señalado los canales en los que el encajamiento es patente, sin delimitar con mucha precisión su magnitud morfológica real.

a) *Torrenteras*.—Son formas de incisión lineal de magnitud variable, fondo exiguo, generadas a partir de torrentes y arroyos. En algunos casos la altura supera la anchura.

b) *Gargantas*.—Son también formas de incisión con paredes escarpadas de desarrollo mayor que la anchura, pero con un fondo suficientemente amplio como para albergar una pequeña llanura aluvial.

c) *Cuencas de recepción torrencial*.—Son formas de incisión con morfología en circo, más o menos irregular por su cierre y extensión hacia la zona de desagüe y perfil cóncavo o plano-cóncavo.

5.4.3.5. *Fondos de valle y terrazas*

Corresponden a los elementos lineales originados por la acción sedimentaria o mixta erosivo-sedimentaria de la red hidrográfica.

a) *Aluvial-coluvial*.—Son cauces de poca definición en las que se produce una mezcla de materiales de arrastre fluvial y de ladera.

b) *Fondos de valle*.—Se trata de fondos de cauces planos por los que circula una corriente estacional mal definida. Son equivalentes al anterior, pero, por lo general, presentan depósitos de mayor granulometría, hasta bloques, y una cobertura mixta aluvial-coluvial. son formas activas.

c) *Aluvial y terraza actual*.—Forman el fondo de las llanuras de aterrazamiento de los ríos. Corresponde a la llanura de inundación, estacional y periódica, de los principales cursos fluviales de la zona. Por lo general, es un canal sencillo, aunque en algunos tramos del Jarama pueden desarrollarse barras que provocan su división.

d) *Terrazas*.—Se han observado tres terrazas cartografiables en esta zona, cuyas alturas son de aproximadamente + 12, + 7 y + 4 m. En el Jarama están las tres representadas mediante un depósito propio de un medio fluvial de baja a media energía. En el Guadalix las terrazas representadas son las dos más modernas, estando constituidas por un depósito

de tipo fluvio-torrencial propio de la salida y descarga de un río encajado y confinado como el Guadalix en su tramo inmediatamente anterior.

5.4.3.6. *Navas*

Se trata de zonas deprimidas asociadas a procesos de vaciado en zonas de material fuertemente alterado y con cruce de líneas estructurales de debilidad. En general son zonas de decantación por retención de agua, aunque pueden también recibir depósitos de descarga de la correntía de ladera. Son frecuentes los procesos de hidromorfismo, pudiendo llegar a generarse pequeñas turberas.

5.4.3.7. *Conos fluviales*

Son formas asociadas a un depósito y proceden de la descarga de materiales a partir de un transporte en medio fluido de alta energía, como son las torrenteras. Dicha descarga se produce al variar las condiciones dinámicas del canal, cuando pasa del cauce concentrado a otro expandido al llegar al pie de los escarpes o salida de gargantas. Presentan geometría de cono, con el ápice en la zona de emersión.

Según la disposición relativa que presenten, encajamiento de unos en otros, se han diferenciado entre conos de primera y segunda generación, siendo los primeros los más antiguos.

5.4.4. **Elementos generados por procesos gravitacionales y fenómenos asociados**

Se incluyen aquí todas las formas asociadas a un depósito producido fundamentalmente por fenómenos de 'autotraslación', es decir, materiales en cuyo desplazamiento no ha intervenido ningún agente externo, únicamente la gravedad. Este proceso implica la presencia de un desnivel importante que le favorezca.

En la mayoría de los casos el transporte no es estrictamente en 'medio seco', sino que el agua, la nieve o el hielo favorecen el fenómeno de autotraslación.

Dentro de este conjunto de elementos podemos distinguir dos tipos de depósitos independientes:

5.4.4.1 *Coluviones*

Se trata de materiales de granulometría variada, condicionada por el área madre. Se encuentran tapizando laderas, por lo general más importantes en la base de las mismas, donde se articula con el *pediment*. En muchos casos no han sido considerados como tal, ya que aunque cubren las laderas, impidiendo ver el sustrato, el poco espesor que representan hace que se le considere más bien un manto de removilización o edáfico.

5.4.4.2. *Canchales*

Son acumulaciones de bloques que tapizan la vertiente en cuencas de recepción torrencial y cuya génesis debe asociarse con fenómenos de caída más o menos asistida por fenómenos periglaciares de hielo-deshielo. Se trata de derrubios de grandes bloques que en ocasiones pueden estar colonizados y estabilizados, sin poder asegurarse una falta total de actividad.

5.4.5. **Relieves estructurales**

Estos relieves están constituidos por formas definidas por la disposición de los estratos plegados que la originan. Las únicas definidas en esta zona son las *cuestas*.

Su aparición se limita a la unidad definida como de «Relieves estructurales».

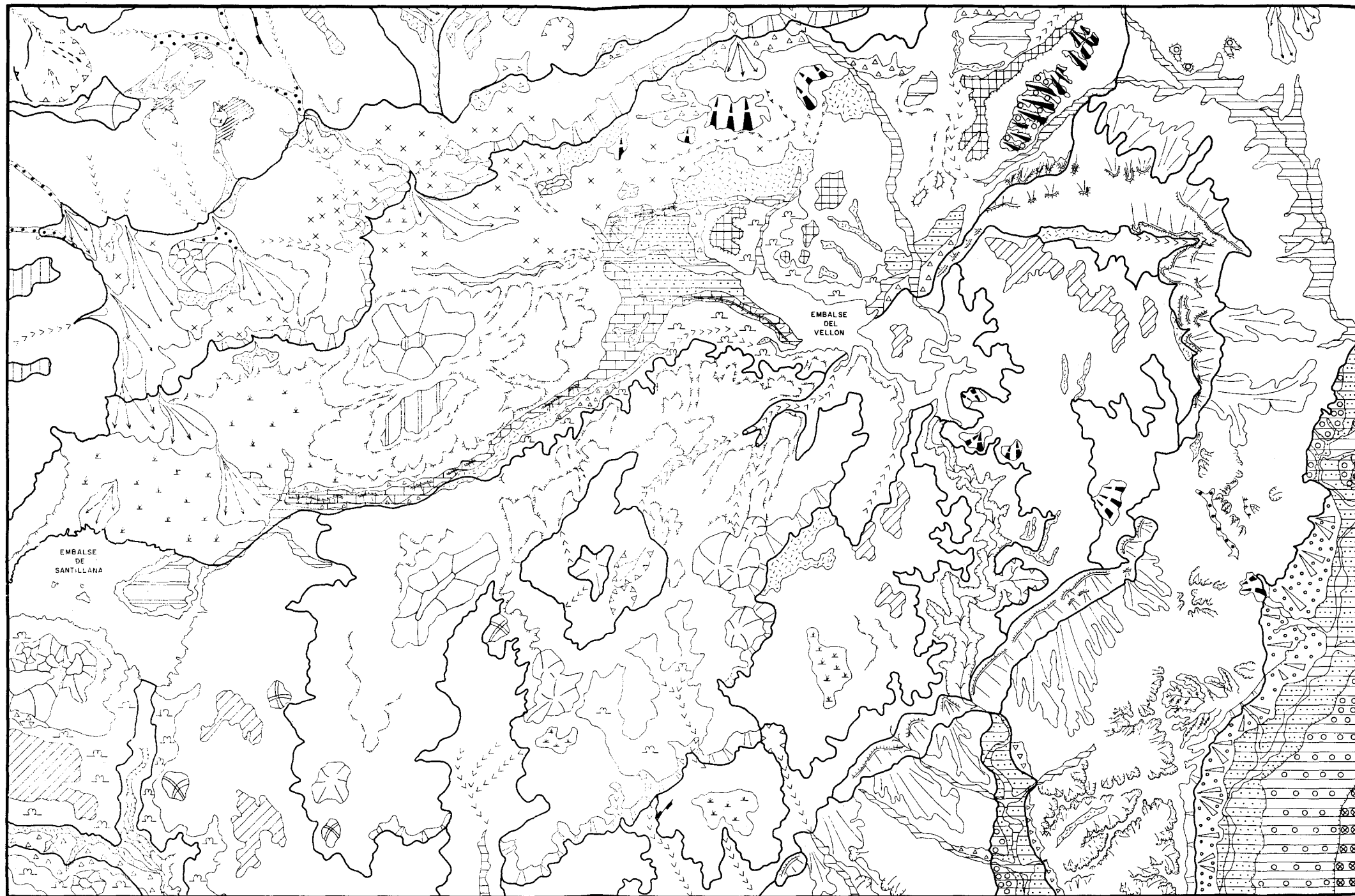
5.5. ALTERACIONES DEL SUSTRATO

Como se ha señalado en gran número de trabajos, los materiales del Sistema Central presentan una notable alteración en muchas zonas y su significado y edad están aún sujetas a discusión. Si bien sería de interés su cartografía, lo cierto es que aún está por realizarse. Dado lo persistente y notable de dicho fenómeno, se ha decidido dar una aproximación espacial, señalando con un símbolo aquellos lugares en los que el fenómeno es muy neto. Aunque en algún caso pueda haber también removilizaciones, edafización, etc., aquí nos referimos únicamente al estado del sustrato que se caracteriza por la presencia de *regolito*.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos de esta Hoja corresponden a los metasedimentos que constituyen una serie de afloramientos dispersos y de diversa extensión distribuidos por toda la Hoja. Estos materiales están representados por una serie de paraneises con intercalaciones de metasamitas, cuarcitas, así como rocas calcosilicatadas, mármoles y algún delgado nivel de rocas grafitosas. La edad de estas rocas es imprecisa, aunque se encuentran estratigráficamente situadas bajo la discordancia sárdica al igual que los materiales que afloran en el núcleo del Sistema Central (CAPOTE & FERNANDEZ CASALS, 1975; CAPOTE *et al.*, 1977). Estos autores, entre otros, tienden a considerar a estos materiales como de edad Precámbrico superior, y los primeros, en su esquema de correlación, sitúan a los metasedimentos por debajo de la serie de Aldeatejada, del dominio de Salamanca (MARTINEZ y NICOLAU, 1973), y de la parte alta de las capas del río Almiar (CAPOTE, 1971) y por encima de los neises glandulares de la Morcuera, que según ellos representarían un zócalo granítico precámbrico. No obstante, otros autores consideran a los neises glandulares como antiguos plutones graníticos que intruyen a los metasedimentos y metavulcanitas (WAARD, 1950; BISCHOFF *et al.*, 1974; BELLIDO *et al.*, 1981) o bien los consideran en parte como metavulcanitas y en parte como rocas plutónicas (NAVIDAD, 1978, 1979).

Una parte de este conjunto metasedimentario es posiblemente identificable con los metasedimentos asociados a la Serie Heterogénea (NAVIDAD & PEINADO, 1977) y equivalentes a las rocas del núcleo de Santa María de la Alameda (PEINADO, 1973) y a la Serie Fémica



Heterogénea considerada en BELLIDO *et al.* (1981). Estos materiales, con base en la semejanza con los del norte del afloramiento metamórfico de El Escorial, serían según CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) correlacionables con la Serie de Porto de MARTINEZ (1973) y con la formación Buitrago inferior de FERNANDEZ CASALS (1975) y los términos inferiores de la Serie de Morille de MARTINEZ y NICOLAU (1973), y con toda probabilidad tendrían un edad Precámbrica. Por otra parte, la similitud de características con los metasedimentos de la Hoja de Prádena les hace correlacionables con la Formación Montejo de MACAYA *et al.* (en prensa).

Estos metasedimentos corresponderían a un episodio de sedimentación de materiales detríticos finos en un medio tranquilo, posiblemente de plataforma somera, teniendo en cuenta las características sedimentológicas y la presencia de calizas estromatolíticas intercaladas entre ellos en el afloramiento metamórfico de El Escorial (CAPOTE *et al.*, 1981).

Formando parte del conjunto prehercínico se encuentra un importante volumen de rocas ígneas, compuesto fundamentalmente por ortoneises, granitoides y algunas metabasitas. Con respecto a los ortoneises, éstos han sido estudiados por un gran número de autores en el ámbito del Sistema Central y han sido sometidos a interpretaciones relativamente diversas. Así, entre otros, WAARD (1950), BISCHOFF *et al.* (1973), PEINADO Y ALVARO (1981) y BELLIDO *et al.* (1981) consideran a los neises glandulares como antiguos granitos que instruyen en la serie metasedimentaria con posible participación volcánica; otros, como FERNANDEZ CASALS (1977), consideran a los neises glandulares tipo Morcuera como un zócalo granítico precámbrico, existiendo otros, como los de Hiendelaencina, Berzosa y Morcuera de origen volcánico y volcanosedimentario. Otros autores (NAVIDAD 1978, 1979) distinguen entre estos neises un grupo heterogéneo, de carácter volcanosedimentario, y otro homogéneo de posible carácter plutónico o subvolcánico.

Con respecto a la edad de los ortoneises existen algunos datos geocronológicos en materiales similares en el cinturón Varisco europeo, tanto en la Península como fuera de ella; así, VIALETTE *et al.* (1986) obtiene por el método Rb/Sr edades que varían entre 470 y 500 ma para los ortoneises de los Macizos de Prádena, Pedrezuela, Otero, Abantos y Antoñita, todos ellos en el Sistema Central. Otros autores, como BISCHOFF *et al.* (1986), en la región de Hiendelaencina (Sistema Central); ALLEGRET & IGLESIAS (1986), en las Islas Sisargas (Galicia); LANCELOT *et al.* (1985), en Miranda do Douro, y ALLEGRET (1983), LEVEQUE (1984) y LEVEQUE & LANCELOT (1985), en el Macizo Central francés (in ALLEGRET & IGLESIAS, 1986), ofrecen dataciones entre los 540 y 620 ma realizadas por el método U/Pb para estos neises, lo que parece estar más de acuerdo con las relaciones con los metasedimentos ordovícicos y preordovícicos observadas.

En cuanto a la evolución tectónica del ciclo hercínico se han reconocido cuatro fases de deformación, produciéndose las dos primeras en régimen tangencial, con desarrollo de una esquistosidad penetrativa y llegando a desarrollarse al final de la segunda cizallas dúctiles. Las tres última fases originan estructuras de repliegues de la esquistosidad, pudiendo generar una esquistosidad de crenulación localmente (principalmente la tercera fase) (fig. 17).

La primera fase de deformación desarrolla una foliación S1 representada en toda la región, aunque fuertemente retocada por las fases de deformación posteriores.

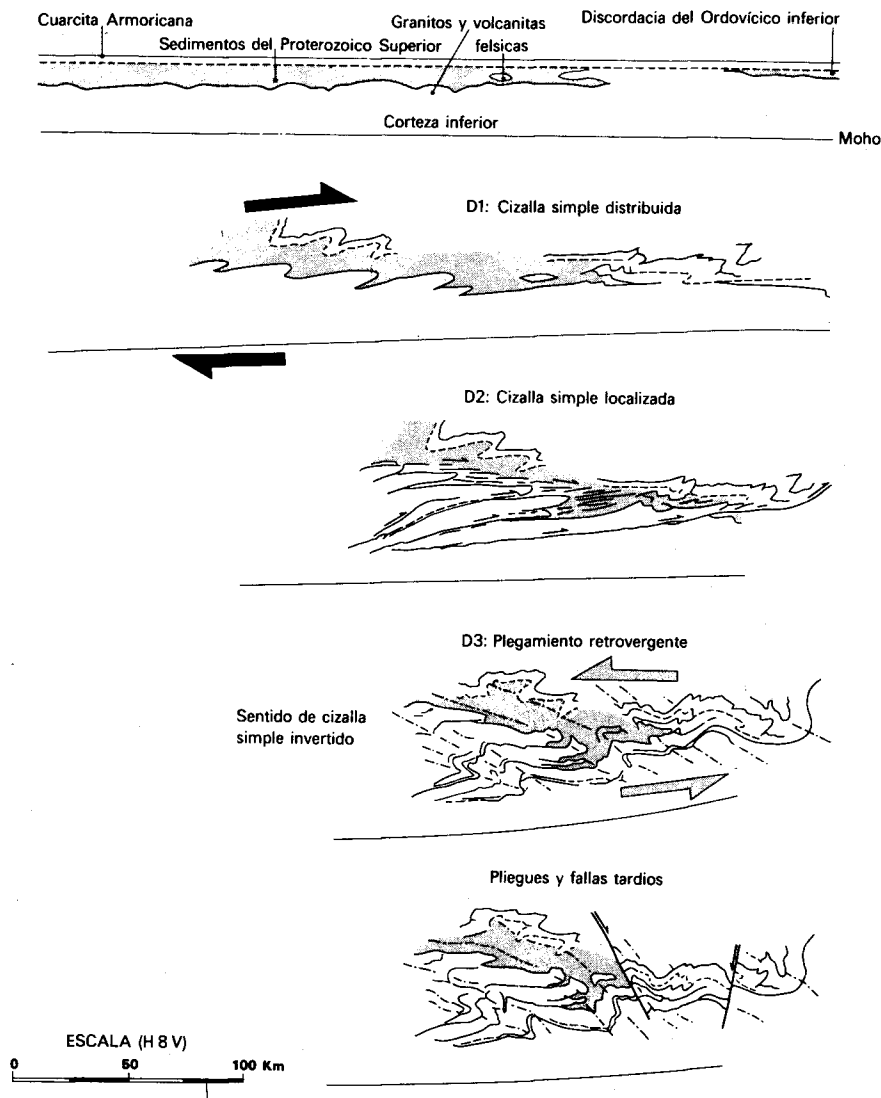


Figura 17. Secuencia evolutiva para la deformación hercínica en la Sierra de Guadarrama, según MACAYA et al (en prensa).

La segunda fase hercínica se encuentra a lo largo de bandas de cizalla, y en relación con ella se genera una estructuración planolinear (S2-L2) subparalela a los contactos litológicos, determinando una lineación marcada por el estiramiento de los fenocristales de feldespato y agregados de biotita y sillimanita. Asimismo, se desarrollan pliegues de muy bajo ángulo entre flancos, a menudo con ejes curvados.

Entre S1 y S2 se observa un paso gradual que indicaría que las dos fases corresponden a un proceso continuo de deformación que culmina con el desarrollo de bandas de cizalla dúctil. Estas bandas de cizalla son importantes en esta región y a menudo coinciden con bandas metasedimentarias, aunque también se desarrollan sobre neises (ortoneises bandeados). El sentido de movimiento que se deduce indica un desplazamiento hacia el E y el NE y localmente al SE. En relación con la fase 2 se están produciendo en la cadena una serie de apilamientos de mantos que se traducen en un importante engrosamiento cortical, con el consiguiente aumento progresivo de la presión, que sería el condicionante del desarrollo de la primera etapa metamórfica de presiones intermedias. En estadios más tardíos, cuando decrece la velocidad de engrosamiento, tiende a predominar el incremento de la temperatura sobre la presión, comenzando a desarrollarse los procesos de migmatización y la paragénesis de mayor temperatura.

La tercera fase de deformación da lugar a pliegues retrovergentes de dirección variable al estar afectados por una fase posterior. Es la responsable de algunos de los grandes pliegues cartográficos, como los que afectan a la banda de cizalla dúctil existente en el sector de El Vellón-Pedrezuela (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa). La S3 se asocia en general a una crenulación que localmente puede ser muy penetrativa y que puede borrar totalmente a las anteriores. Es en esta fase cuando la segunda etapa metamórfica de más baja y mayor temperatura adquiere un desarrollo más importante, produciéndose importantes procesos de migmatización que según las zonas pueden prolongarse con posterioridad a esta fase. Este cambio de régimen metamórfico se encuentra asociado a un incremento de temperatura y a una importante relajación de las presiones que posiblemente tiene su comienzo en relación con el cambio en las directrices de la compresión entre la segunda y la tercera fase y con la descarga erosiva de la cadena.

La fase cuarta origina pliegues que afectan suavemente a las estructuras anteriores y que, en general, no generan ninguna estructura penetrativa. La fase 4 es la responsable de alguna de las interferencias cartográficas como la que tiene lugar en el macizo ortoneísico de El Vellón, entre una antiforma de D3 y una antiforma y una sinforma de D4, y tiene una directriz norteada. Durante esta fase posiblemente ha comenzado en esta zona el emplazamiento de las rocas graníticas, observándose en algunas unidades plutónicas orientaciones deformativas asociables a las estructuras de esta fase, como es el caso del macizo de adamellitas porfídicas de Navalafuente, entre otros. También durante esta fase en los niveles más profundos debían existir condiciones de migmatización, ya que se observan movilizados migmatíticos poco o nada afectados por la deformación y que en ocasiones se asocian a pequeños desgarres asociables a esta fase.

En relación con estas fases más tardías se sitúan los principales procesos retrorretrometamórficos que afectan a los materiales considerados.

Con respecto a la evolución metamórfica de estos materiales la existencia de granate rico

en almandino, así como la presencia de distena en algunos sectores, ligada a bandas de cizalla, como la existente entre El Vellón y Pedrezuela, evidencia que existe una primera etapa metamórfica en régimen de presiones intermedias que sobrepasó las condiciones del punto triple del sistema andalucita-distena-sillimanita. Este evento de presiones intermedias es seguido por una etapa posterior con formación de cordierita y sillimanita que indica unas condiciones de más baja presión. En esta etapa los materiales de esta zona estuvieron sometidos a presiones inferiores a las de la primera etapa y a temperaturas progresivamente superiores, alcanzándose la desestabilización de la moscovita y condiciones de migmatización, traspasándose el límite del grado alto. Estos eventos y tipo de evolución metamórfica coinciden con los modelos propuestos para el Sistema Central por FUSTER *et al.* (1974). La edad de estos procesos es considerada como hercínica por la mayoría de los autores que han tratado la problemática del Sistema Central; no obstante, CASQUET & NAVIDAD (1985) consideran que los materiales de la Serie Fémica Heterogénea podrían ser polimetamórficos y que el primer evento metamórfico de alta presión y temperatura llegaría a alcanzar condiciones de eclogitas-granulitas. Según estos autores, este evento no parece afectar a los ortoneises graníticos que con base en las dataciones de VIALETTE *et al.* (1986) tendrían edades ordovícico inferior-cámbrico superior.

La evolución metamórfica retrógrada se caracteriza por moscovitizaciones y transformaciones minerales en grado medio, seguidas por transformaciones de bajo grado (cloritizaciones, pinnitizaciones y sericitizaciones).

Las relaciones del metamorfismo con la deformación ponen de manifiesto que los minerales asociados a la etapa de más alta presión (granate y distena) se encuentran rodeados por la esquistosidad principal de segunda fase, lo que indica que serían anteriores o precoces con respecto al desarrollo de esta estructura.

Con respecto a la cordierita, la interpretación de sus relaciones es más complicada, ya que si bien se localiza preferencialmente asociada a los planos de esquistosidad, se observa que está creciendo sobre los minerales que la definen (biotita y sillimanita), y si bien los nodulitos cordieríticos se encuentran alineados, este mineral no presenta un fuerte estiramiento y las orientaciones pueden estar relacionadas con la lineación de tercera fase.

La presencia de nódulos cordieríticos en movilizados que interrumpen a la esquistosidad e incluso a estructuras de la tercera fase evidencian que la blastesis de esta mineral se prolongó hasta etapas muy tardías.

En el caso de la sillimanita se observa que este mineral se encuentra en gran parte en los planos de esquistosidad y con una marcada lineación coincidente con el estiramiento de la segunda fase. También se encuentra a favor de planos de esquistosidad de crenulación de la tercera fase y en microplegues de esta misma fase en haces poligonizados, lo que indica que las condiciones de blastesis de este mineral se han prolongado durante la segunda y la tercera fase.

Las condiciones migmatíticas parecen alcanzarse durante el desarrollo de la segunda fase con la formación de migmatitas bandeadas. Estas condiciones persistirían hasta momentos muy tardíos, ya que se observa que las nebulitizaciones y los movilizados cortan y aíslan a microplegues de fase 3 y que se producen fusiones parciales a favor de desgarres de fase 4 en las zonas profundas.

Los procesos de retrogradación se inician en un período tardío, pero dependiente de la profundidad de las zonas, pudiendo extenderse desde etapas intermedias a tardías de la cuarta fase, siendo de destacar la intensidad de las retrogradaciones en algunas zonas de cizalla, como es el caso de las fallas norteadas normales con componentes de desgarre existentes al O del río Guadalix y el E del Macizo de El Vellón.

Con posterioridad a la cuarta fase deformativa se desarrolla una importante red de fracturación que en ocasiones está relacionada con procesos de inyección filoniana tardihercínica. La edad de estas etapas es difícil de precisar a nivel local, pero para el conjunto del Macizo Hespérico es razonable suponer una edad límite Estefaniense-Pérmico.

El análisis de esta fracturación permite diferenciar dos etapas. La primera es la denominada etapa Malagón, en la que se producen fallas de dirección próxima E-O. En un primer momento distensivo de esta etapa se emplazarían los diques de pórfido y de microdioritas con dirección E-O, evolucionado posteriormente a un episodio comprensivo en el que se generan desgarres. Esta etapa es seguida por la definida como Hiendelaencina por VICENTE, de, *et al.* (1986), y en ella se distinguen unos primeros episodios en los que se producen desgarres frágiles normales dextrales con dirección N 10-30° E y sinestrales con dirección 70°-90° E. En relación con esta etapa se produjo el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo.

En relación con la orogenia alpina se diferencian tres etapas, en relación con las cuales se produce la compartimentación y formación de las cuencas y la elevación de los bloques del Sistema Central.

La primera es la etapa Ibérica, a la que corresponde una compresión según N 45°-50° E, que origina movimientos de tipo desgarre normal. Esta etapa es, posiblemente, Oligoceno-Mioceno inferior.

A continuación se produce la Etapa Guadarrama, que es la mejor desarrollada y que corresponde a la misma compresión regional que generó las últimas estructuras transversas de la Cordillera Ibérica según CAPOTE *et al.* (1982) y que podría correlacionarse con las últimas deformaciones en la Cordillera Bética, durante la cual los esfuerzos compresivos se transmitieron en la dirección NO-SE. A esta etapa se asocian fallas inversas en direcciones N 20°-70° E con buzamientos bajos, así como desgarres inversos de orientaciones similares, pero con buzamientos altos, y sistemas de desgarres normales con direcciones N 100° y N 180° E.

En relación con esta compresión tuvo lugar el levantamiento general de los bloques hercínicos y la estructura actual en *horst* y *graben* inversos, y su edad se puede fijar como intramioceno en función de las edades observables en el registro sedimentario de las depresiones del Duero y el Tajo.

Finalmente se ha detectado una última etapa de fracturación caracterizada por una dirección de compresión de N 170°-180° E y N-S a N 20° E con buzamientos altos, a la que se denomina etapa Torrelaguna. Su edad puede oscilar entre el Mioceno superior y el Cuaternario, habiéndose observado en la localidad de Redueña, al NE de la Hoja, las fallas norteadas que basculan depósitos cuaternarios.

Los primeros conocimientos de los sedimentos posthercénicos los tenemos a través de los materiales detríticos siliciclásticos situados al E del pueblo de El Vellón. Estos se han sedimentado posiblemente en un medio marino somero. La edad que les adjudicamos es Cenomanense, pero no es descartable que se hayan depositado en épocas anteriores.

Durante el Turoniense superior-Coniacense se inicia, en esta Hoja, una etapa transgresiva marina cuyo resultado es la instalación de una plataforma continental de carácter mixto siliciclástico y carbonatado, que caracteriza esta etapa en la región. Así se depositan materiales detríticos que tienen carácter de «Facies Utrillas» al N y en los valles centrales de la Sierra de Guadarrama, representadas por la formación «Arenas y arcillas de Segovia», mientras que al S de la sierra se sedimentan materiales detríticos carbonatados. Posteriormente a la sedimentación se produce una emersión de los depósitos, durante la cual se produce toda una serie de procesos freáticos, vadosos y edáficos, que dan lugar a caolinización, cementaciones silíceas y formación de costras ferruginosas. El tiempo que dura esta emersión es difícil de establecer, pero debió de ocurrir al final del Coniacense medio hasta el Coniacense superior.

Posiblemente fue durante el Coniacense cuando se produce una nueva transgresión marina que deja como testigo de su presencia una formación carbonatada de escaso espesor, la cual tiene un color rojo característico. De nuevo se produce una regresión del mar y los sedimentos anteriores sufren procesos edáficos. El tiempo que dura la regresión no resulta fácil de precisar, pero todavía en el Coniacense tenemos de nuevo instalado el mar en esta región.

Durante el Coniacense la sedimentación tiene caracteres propios de plataforma continental carbonatada. En esta plataforma se darían situaciones de fuerte energía, producida por tormentas y corrientes mareales. Al finalizar el Coniacense el mar se retira, quedando emergidos los sedimentos. Esta emersión dura hasta el Coniacense terminal.

En el Santoniense la nueva transgresión marina se produce con una energía mayor, avanzando hacia el O más que las anteriores; las formaciones infrayacentes sufren durante el período de emersión un proceso erosivo muy fuerte y sobre ellas se instala una vez más una plataforma continental carbonatada. En esta plataforma, que está dominada por corrientes marinas, se produce el crecimiento de colonias de rudistas que llegan a formar cuerpos arrecifales de tipo *patch*.

La permanencia del ambiente marino continúa a lo largo del Santoniense, si bien hay un espacio de tiempo durante el cual se produce el tránsito del Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» al Miembro «Dolomías de Montejo», en que se nota una influencia continental, manifestada por depósitos de marismas.

El tránsito del Santoniense al Campaniense quizá esté ligado a una etapa de emersión, pero no es seguro. Lo que sí es cierto es que durante el Campaniense continúa instalado el mar; ahora bien, las condiciones sedimentarias son diferentes, pues es un ambiente poco energético, somero, carbonatado y árido, ya que se depositan sulfatos, pudiendo haberse formado *sebkhas* (salobres) en zonas muy someras.

Al final del Campaniense se vuelve a producir emersión durante la cual la formación

«Dolomías y margas de Valle de Tabladillo» sufre una karstificación, que en el área de Torrelaguna es muy intensa.

Tradicionalmente se ha considerado, sobre todo en lo que hoy es la cuenca del Duero, que el ciclo cretácico concluía con la sedimentación de la formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo»; sin embargo, posiblemente esto no sea así, sino que la sedimentación cretácica continúa a lo largo del Maastrichtiense, pudiendo prolongarse el ciclo hasta la base del Paleógeno.

Los materiales que se encuentran en esta etapa final del Cretácico son detríticos siliciclásticos al N de la sierra y detríticos y sulfatados al S de la misma. El área fuente de los sedimentos continúa siendo el zócalo antiguo, desprovisto de cobertera mesozoica, como ocurría en anteriores episodios detríticos regionales, tales como los que dan origen a la formación «Arenas y arcillas de Segovia» y a la formación «Arenas de Carabias» (ALONSO, 1981).

Por tanto, la sedimentación de materiales siliciclásticos durante el tránsito Cretácico-Paleoceno no supone unos cambios paleogeográficos, en el sentido morfotectónico, ni climáticos importantes en relación a etapas anteriores. Es más un proceso de aceleración o desaceleración de los rasgos tectónicos y climáticos generales imperantes durante el anterior período cretácico.

El cambio morfotectónico y también posiblemente climático sustancial se produce con el emplazamiento del ciclo Eoceno-Oligoceno. La base de estos depósitos es claramente erosiva sobre la cubierta sedimentaria cretácico-paleocena, y está constituida por materiales polimícticos, en donde se incluyen precisamente elementos de esta cobertera. Estos sedimentos representan el comienzo de levantamientos importantes en la zona, con la erosión del cretácico depositado sobre ese área.

Hacia techo los materiales polimícticos son sustituidos por otros de naturaleza exclusivamente arcósica o litoarenítica, señalando la escasa potencia de los sedimentos cretácicos. Nuevamente los aportes proceden de un zócalo desnudo de sedimentos carbonatados, pero en este caso en unas condiciones de alteración muy diferentes a las determinadas por los sedimentos detríticos de edad Cretácica. Ya no existen perfiles de alteración de carácter caolínico, pues han sido erosionados durante el Paleoceno. Las condiciones climáticas y morfotectónicas a partir del Paleoceno no parecen las más apropiadas para el desarrollo de esos perfiles de alteración, ni incluso para la conservación de paleoalteritas heredadas de etapas anteriores.

Los sedimentos de edad Eoceno-Oligoceno se depositan mediante abanicos aluviales, durante un período de clima árido. Estos abanicos tienen unas direcciones de desplazamiento y una dispersión de facies que no están de acuerdo con las direcciones morfotectónicas de la Sierra de Guadarrama, ya que estas direcciones de paleocorrientes chocan contra la sierra y están afectados por las fallas inversas que limitan la sierra.

Desde el Ramblense al Vallesiense (Mioceno inferior-medio) se realiza la sedimentación mediante abanicos aluviales, de un gran volumen de materiales de litología y granulometría variable. En ellos las direcciones de paleocorrientes, así como la distribución de facies, concuerdan con las direcciones morfotectónicas de la Sierra de Guadarrama; de ello se deduce que su génesis está relacionada con la elevación de la sierra. La secuencia sedimen-

taria de los materiales es negativa, es decir, aumenta de energía hacia techo; por tanto, los sedimentos más gruesos progradan sobre los sedimentos más finos, que ocupan una posición más basal. Estos depósitos se encuentran con iguales características, tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo. En ambas cuencas los abanicos presentan sus cabeceras en la sierra y se desplazan en sentido opuesto a la misma.

La sedimentación de los materiales se realizó en condiciones áridas, como así lo indican los depósitos de sulfatos que se encuentran en las partes más distales de los abanicos y por la presencia de arcillas filiformes (sepiolita y atapulgita), las cuales se producen en suelos de clima árido.

Estos sedimentos son correlacionables lateralmente con yacimientos de vertebrados, de edad Ramblense (Colmenar Viejo) y Aragoniense (Madrid), ya que los depósitos arcóscos madrileños corresponden a facies distales de los grandes abanicos procedentes del Sistema Central. Su edad es posible que llegue hasta el Vallesense, ya que las calizas de los páramos, de edad Vallesense superior, en áreas fuera de la Hoja, descansan sobre las facies distales de los abanicos.

Durante el resto del Neógeno y Cuaternario se producen diferentes movimientos tectónicos que van a plegar, fracturar y compartimentar a los sedimentos Aragonienses, creándose pequeñas cuencas que van a alimentarse de los materiales que las rodean, ya sean éstos de edad Neógena, Paleógena, Cretácica o Paleozoica. Esto es lo que sucede junto al pueblo de Redueña: allí se originó una pequeña cuenca durante el Pleistoceno que se rellenó a partir de los depósitos paleógenos que la rodeaban.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

Las mineralizaciones de la Hoja se presentan fundamentalmente en la formación neísica central y SO de la misma, comprendidas en un metalotecto cuyos límites probables están asociados al contacto del neis con las calizas mesozoicas y por el SO con el conjunto granítico.

Se pueden considerar dos apartados: mineralizaciones catatermales e incluso de transición del período hidrotermal al pegmatítico y mineralizaciones puramente hidrotermales. En cuando a las primeras, comprenden las de arsenopirita, wolframio-estaño y cobre, y a las segundas, las de plomo. También existen indicios de morfología masiva, filoniana o diversa, fuera del metalotecto citado.

Las mineralizaciones de arsenopirita son las más numerosas y están situadas al E de Guadalix de la Sierra y el Arroyo del Horcajo y en el Arroyo Valdemoro, asociadas a una mineralización de galena. Son rellenos de zonas de fractura que muestran un control estructural con ganga exclusivamente cuarzosa y textura cataclástica. La zona, situada al O del Arroyo del Horcajo, está atravesada por numerosas vetas aplíticas y pegmatíticas de orientación N-60°-E, sub-verticales o buzando 70° SE. Un relleno de cuarzo con arsenopirita ocupa la parte central de las vetas y filoncillos. El cuarzo en áreas no recrystalizadas es cataclástico y la arsenopirita

siempre presenta textura cataclástica y cuando está diseminada en cuarzo es idiomorfa, perno no así los agregados; sus fracturas están ocupadas por rellenos posteriores de calcopirita covellita y escorodita.

Escorodita y covellita son dos minerales secundarios frecuentes en las mineralizaciones de arsenopirita, siendo muy frecuentes la escorodita, ya que los afloramientos aparecen tenidos con el color verdoso del arseniato. Los bordes del arseniuro están sustituidos y corroídos por el arseniato, cuyas vetillas cruzan y se ensanchan a expensas del mineral primario. La sustitución sigue preferentemente las fracturas.

Las manifestaciones de wolframio-estaño están asociadas a la arsenopirita en las zonas citadas anteriormente. El wolframio idiomorfo tiene en común con la arsenopirita y casiterita la textura cataclástica, las secciones están muy fracturadas y las grietas suelen presentar un posterior relleno de calcopirita. Las manifestaciones wolframíferas están relacionadas con vetas de cuarzo-wolframio o vetas de cuarzo-wolframio-casiterita-arsenopirita-calcopirita.

Las mineralizaciones de cobre, tanto en las minas como en los trabajos de investigación realizados en la Hoja, corresponden a la calcopirita, un mineral que acompaña a los ya citados anteriormente, así como a la galena (Mina Verdadera). Generalmente la explotación de cobre, como la del resto de minerales, ha correspondido con épocas de alza del precio (fundamentalmente del wolframio).

La relación de los indicios citados, así como las coordenadas Lambert correspondientes son: Guadalix, Sn (X = 594,9; Y = 680,4); Colmenar As (X = 595,7; Y = 677,0); Guadalix, Sn (X = 600,1; Y = 684,2); Guadalix, Sn (X = 600,4; Y = 683,4); Guadalix, Sn (X = 601,9; Y = 684,4); Guadalix, W, As (X = 602,8; Y = 685,1); Guadalix, W, As (X = 603,2; Y = 684,3); Guadalix, W, Sn (X = 599,6; Y = 681,1).

Las mineralizaciones de plomo carecen de interés económico y son como las citadas anteriormente, rellenos de zonas de fractura. Las metalizaciones de la Mina Verdadera (Arroyo Valdemoro) y otro indicio en la falla SE-SO que separa el estrato cristalino neísico del Oligoceno de Redueña y Torrelaguna, al E de Cabanillas de la Sierra, ocupan este apartado. Los labores existentes son muy exigüos, siguiendo la mineralización de Guadalix una dirección de fractura orientada N-30°-E y tiene asociada la mineralización de plomo con vetas de cuarzo-arsenopirita. La metalización que presentan es blenda-calcopirita y sobre todo galena, con ganga de cuarzo alfa y barita. Son brechas filonianas que incluyen numerosas secciones rotas de barita.

Las mineralizaciones de Cabanillas de la Sierra (coordenadas Lambert X = 606,5; Y = 691,8) es galena, casi totalmente sustituida por cerusita; va acompañada por barita, fluorita y cuarzo. La covellita forma finas coronas en torno a las secciones de galena, lo mismo que la cerusita, que también puede sustituir al mineral primario paralelamente, haciendo visible un crucero que no lo era en el futuro inalterado.

En cuanto a los indicios de morfología filoniana pegmatítica, cabe citar los existentes en Miraflores de la Sierra, Cu, As y Zn (X = 592,5; Y = 691,0) y los sulfuros y wolframatos, en Peña Laso (X = 591,9; Y = 690,3) y Dehesa de Arriba Y = 592,2; Y = 688,8). De morfología diversa con los indicios existentes al S de Pedrezuela, W, As (X = 609,9;

Y = 681,4) y (X = 607,2; Y = 682,0), así como el indicio de Sn en el paraje de La Mediana (San Agustín del Guadalix) Y = 604,9; Y = 677,8), además de un indicio de titanio existente al NE de El Vellón (X = 612,8; Y = 688,6). Son Lambert todas las coordenadas expresadas.

No se observan zonas de enriquecimiento dignas de ser señaladas, ya que los minerales secundarios reconocidos parecen ser formaciones de la montera originados por disoluciones descendentes.

Son diversos los materiales explotados por las canteras que existen activas o han existido por toda la superficie de la Hoja, destacando las calizas cretácicas, arenas silíceas, yesos, pórfidos, neises, etc., que se describen a continuación.

Calizas cretácicas.—El mayor número de canteras de esta Hoja se ubican sobre este tipo de material, de las cuales están en actividad cuatro (Guadalix, Venturada y Redueña) y el resto abandonadas. Se localizan los yacimientos a lo largo de una estrecha banda discontinua entre El Molar y el Pontón de la Oliva, apoyándose sobre arenas silíceas y conservando una clara disposición monoclinál con dirección N 60° E y buzamientos suaves 15-30° al SE; se trata de una serie de calizas más o menos dolomíticas entre las que se intercalan niveles de margas y margas arenosas; en un 90 % han sido explotadas para áridos, aunque en ocasiones parte de la producción se destinó a la industria del vidrio, como aporte de CaO y MgO.

Arenas silíceas.—Los yacimientos se localizan en arenas de «Facies Utrillas» que se sitúan de forma discordante sobre los materiales hercínico-infrayacentes; se trata de arenas silíceas con niveles de cantos de cuarzo y/o cuarcita y que frecuentemente presentan matriz de caolín; aparecen buzando al NO (Valle de Lozoya) y el SE en la banda Guadalix-Torrelaguna con dirección N 60° E. Frecuentemente aparecen recubiertos por niveles de calizas margosas y/o arenosas. Se emplean en la industria del vidrio.

Arenas cuaternarias.—Se han explotado niveles arenosos de diferente procedencia, fundamentalmente arenas aluviales y *lehm* granítico. En estos depósitos normalmente se produce una extracción conjunta de gravas (E de El Molar) y arenas. En su mayoría los niveles explotados corresponden a las terrazas inferiores y/o cauces de inundación de los ríos, con proporciones muy diferentes de gravas y/o limos y naturaleza diversa de las arenas, aunque predomina el componente silíceo.

Yesos paleógenos.—Actualmente existen dos explotaciones activas localizadas al SE de Torrelaguna, destinando la producción para escayola fundamentalmente. La serie estratigráfica está constituida de muro a techo por: arcillas rojizas y violáceas con lentejones de yesos sacaroideos, margas yesíferas, yesos gris-verdosos alternando con margas yesíferas, margas y arcillas, con intercalaciones de niveles de conglomerados calcáreos y niveles detríticos del Mioceno discordantes con los niveles inferiores.

Pórfidos.—La mayoría de los yacimientos corresponden a explotaciones abandonadas y únicamente presenta frente activo la cantera ubicada al N de Colmenar Viejo (Cerros de San Bartolomé). Se presentan estos materiales en diques de 1-10 m de potencia, subverticales y de corridas muy variables, encajando en granitos y neises feldespáticos con direcciones preferentes Ne-SO. La mayoría de los yacimientos tienen sus reservas útiles agotadas

o casi agotadas. Estos materiales resultan idóneos para ser utilizados como áridos en aglomerantes bituminosos, como de hecho se han utilizado en las carreteras de la provincia.

Neis.—La explotación de estos materiales se circunscribe a las canteras abandonadas de El Vellón y Miraflores de la Sierra (Cantera La Carcamala). Prácticamente se explotaron neises feldespáticos bastante alterados con diferente grado de metamorfismo, que se utilizaron como áridos en obras próximas a las explotaciones.

Granito.—Son varias las canteras que han existido; actualmente sólo mantiene su actividad la cantera ubicada en Guadalix de la Sierra, cuyo granito se emplea como roca de construcción. Estos yacimientos se localizan en los diversos cuerpos intrusivos graníticos, obteniéndose productos de diferentes calidades y, por tanto, con varios usos, con predominio de la obtención de piedras de construcción (sillería).

Feldespato.—Existen cinco yacimientos correspondientes a canteras abandonadas, donde se explotaban diques de cuarzo y feldespato de 1-2 m de potencia, que encajan en neises alterados o granitos biotíticos. La explotación de estos diques no ha profundizado más de 2-3 m, abandonándose posteriormente (El Vellón y O de Colmenar). También se realizó una pequeña labor de extracción de feldespatos (ortosa y albita) que aparecen en cristales de gran tamaño, correspondiendo a diques de 1 m de potencia de pegmatitas, encajadas en neises feldespáticos (Arroyo de los Cantos).

Arcillas del Oligoceno.—Tan sólo existe un frente (abandonado) en el que se explotaron arcillas para ladrillería en las proximidades del Embalse de El Vellón, donde se extraían arcillas limosas destinadas a una cerámica en las proximidades de Torrelaguna (en la actualidad no existe). El yacimiento presenta escasas reservas y materiales de baja calidad.

7.2. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja está comprendida en la Cuenca Hidrográfica del Tajo. Dentro de la provincia de Madrid se distinguen en síntesis las siguientes unidades hidrogeológicas: sustrato granítico-paleozoico, calizas mesozoicas del borde del Guadarrama y Terciario detrítico (AGUILO ALONSO, M., Editor, 1983).

El sustrato granítico paleozoico posee unos recursos subterráneos que únicamente pueden ser utilizables para cubrir demandas muy pequeñas, con problemas de persistencia de caudal en estiajes prolongados. La calidad del agua es buena y los posibles focos de contaminación (vertidos de residuos sólidos o aguas residuales) sólo afectan en la práctica a las aguas superficiales.

Las calizas mesozoicas del borde del Guadarrama existentes en la Hoja forman parte del Sistema Acuífero número 17, dentro de la mencionada cuenca. El Sistema está definido por una serie de formaciones de edad cretácica, que descansan directamente sobre el zócalo paleozoico de naturaleza granítica y/o metamórfica, aunque hacia el E lo hacen sobre materiales Triásicos (I.G.M.E., 1981).

La base de este sistema acuífero está constituida por los materiales de la Facies Utrillas (arenas blancas caoliníferas, areniscas e intercalaciones de bancos conglomeráticos, etc.),

con una potencia muy variable y un máximo que alcanza los 60 m. Su interés hidrogeológico es muy relativo y depende mucho del contenido en arcillas, pudiendo en ocasiones constituir un acuífero con permeabilidad primaria por porosidad intergranular. A continuación aparece un tramo constituido por calizas y margas (inferior) y calizas dolomías y areniscas calcáreas (superior) que hidrogeológicamente, el conjunto, se puede considerar como acuitardo.

Sobre este tramo aparece otro compuesto por calizas margosas y dolomías recristalizadas, cuyo espesor varía entre 10 y 60 m. Se trata del mejor acuífero de toda la serie cretácica, dada su alta permeabilidad, debida al fuerte grado de karstificación que presenta.

Hacia techo la serie continúa con una alternancia de calizas margosas y margas, y coronando la serie un paquete calcáreo también algo karstificado, compuesto de calizas compactas de grano fino y algo arenosas y dolomíticas. En ocasiones se sitúa otro paquete de brechas calizo-dolomíticas que constituyen un acuífero kárstico por fisuración y que, por tanto, tiene bastante interés desde el punto de vista hidrogeológico.

El Terciario detrítico de la mitad oriental de la Hoja forma parte del Sistema Acuífero número 14 de la Cuenca del Tajo. Los materiales del Mioceno afloran en la práctica totalidad del Subsistema Madrid-Toledo. En general corresponden a depósitos detríticos cuyo modelo de sedimentación se puede adaptar al de abanicos aluviales, que en conjunto dan una distribución aleatoria de canales arenosos intercalados en una matriz más o menos arcillosa, formando el acuífero más importante de la provincia de Madrid. Se distinguen atendiendo a la litología y a la proximidad de las áreas madres tres tipos de facies: de borde o detrítica de transición y central o química, siendo la primera de ellas la que presenta mayor interés hidrogeológico.

Los acuíferos en el Cuaternario de esta Hoja se asocian a sedimentos de origen fluvial que se localizan en las terrazas y en los valles de los principales ríos y están constituidos por arenas, gravas, limos y arcillas, siendo los ríos Jarama, Guadalix y Parrilla los ejes de drenaje de la zona NE de Madrid.

Cabe citar en este apartado los Embalses de Santillana y El Vellón, cuyos recursos superficiales están asignados al Canal de Isabel II, así como sus aducciones y elementos macroinfraestructurales que forman parte del llamado Sistema Norte del citado Canal, con un recurso regulado de 62 y 30 Hm³/año, respectivamente.

8. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M. J., & PORTERO, J. M. (1984): «Las arenitas de los abanicos aluviales del borde suoriental del Sistema Central», *I Cong. Esp. Geol.* 3, págs. 147-158.
- AGUILO ALONSO, M. (Editor) (1983): «El agua en Madrid», Diputación de Madrid, 250 págs. y plano.
- ALBERDI, M. T.; HOYOS, M.; MAZOM A. V.; MORALES, J.; SESÉ, C., y SORIA, D. (1985): «Biostratigrafía, paleoecología y biogeografía del Terciario de la provincia de Madrid», en ALBERDI, M. T. (Coord.), *Geología y paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid*, Mus. Nac. Cc. Nat. CSIC, págs. 99-105.
- ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1986): «In "Nouveau témoin d'un socle Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique». «11^{ème} Reunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986, Soc. Geol. Fr., Ed. París.
- ALONSO, A. (1981): «El Cretácico de la provincia de Segovia (Borde norte del Sistema Central)», *U.C.M. Sem. Estrat.*, 7, págs. 1-271.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A., & SALOMÓN, J. (1982): «Camereros-Castilla», en *El Cretácico de España*, Univ. Comp. Madrid, págs. 345-456.
- ALONSO, A., & MAS, J. R. (1982): «Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central», *Cuad. Geol. Iber.*, 8, págs. 145-166.
- ALVAREZ-RAMIS, C.; ALMENDROS, G., & POLO, A. (1984a): «Previsiones histológicas y bioquímicas acerca de los ejemplares de *Frenelopsis* procedentes de Torrelaguna (Madrid), *Est. geol.*, 40 (1-2), págs. 107-113.
- ALVAREZ-RAMIS, C.; FERNÁNDEZ-MARRÓN, M. T., & GÓMEZ PORTER, P. (1984b): «Etude de quatre niveaux à plantes d'une carrière située au bord du barrage El Vellón (Guadalix de la Sierra, Madrid)», *109 Congrès Nat. Soc. Savantes. Res. des Comm.*, 105 Dijon.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., & TINAJO, J. M. (1975): «Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español», *Mem. IGME*, 88, págs. 1-145.
- APARICIO, A., *et al.* (1983): «Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro oriental del Sistema Central Español», *Est. geol.*, 39, págs. 271-306.
- ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ORTEGA GIRONES, E.; PABLO MACÍAS DE, J. G., and PEINADO, M. (1986): «Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massifs», *Hercynica*, II, 2, págs. 87-110.
- ARIAS ORDAS, C. (1969): «Estudio estratigráfico y sedimentológico del Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra (Madrid)», *Cuad. Geol. Iber.*, 1, págs. 309-333.
- ARRIBAS, M. E. (1986): «Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector N de la cuenca terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara)», *Est. geol.*, 42 (2-3), págs. 103-116.

- ARRIBAS, M. E.; DÍAZ, M.; LÓPEZ, N., y PORTERO, J. M. (1983): «El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo). Facies, relaciones espaciales y evolución», *10 Congr. Nac. Sed.*, Menorca, págs. 134-139.
- ASENSIO AMOR, I. (1960): «Génesis y cronología de las arenas de Torrelodones (Madrid)», *Las Ciencias*, 25 (1), págs. 75-84.
- ASENSIO AMOR, I. (1965): «Formaciones sedimentarias antiguas localizadas al Norte de Madrid», *Est. Geogr.*, 99, págs. 231-243.
- ASENSIO AMOR, I. (1967): «Formaciones antiguas de la cuenca alta del río Guadarrama», *Est. Geogr.*, 106 págs. 5-21. BABIN VICH, R. B. (1971): «Estudio meso y microtectónico del macizo de El Vellón», *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 67, págs. 5-27.
- BARD, J. P., et al. (1970): «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)», *C. R. Acad. Sci. Paris, D.*, 270, págs. 2630-2633.
- BARRERA BELLIDO, J. L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L., & PEINADO, M. (1981): «Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español)», *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 219-234.
- BATCHELOR, R. A., & BOWDEN, P. (1985): «Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters», *Chem. Geology*, 48, págs. 43-55.
- BELLIDO, F. (1979): «Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera (Madrid)», Tesis Doctoral, Univ. Comp. Madrid, págs. 1-331.
- BELLIDO, F. (1980): «Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español)», *Est. geol.*, 36, págs. 85-92.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., & VILLASECA, C. (1981): «Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español», *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 15-52.
- BIROT, P. (1937): «Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental», *Ann. Geogr.*, 46, págs. 25-42 (traducción de C. VIDAL Box en *Est. Geogr.*, 6, págs. 155-168, 1945).
- BIROT, P., & SOLE SABARIS, C. (1954): «Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española», CSIC, Inst. Juan Sebastián Elcano, 87, 79 págs.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K., & WALTER, R. (1973): «Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien)», *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, 28-275.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H., & BAUMAN, A. (1986): «Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain», *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.*, págs. 233-39.
- BOTELLA, F., & HORNOS (1884): «Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares», *Actas Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13, págs. 70-90. Madrid.
- BRANDEBOURGER, E. (1984): «Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et geochemie», Tesis Doctoral, págs. 1-209.
- BÜDELL, J. (1957): «Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen», *Zeit. Geomorph.*, 1 (2), págs. 223-225.
- CABRA, P.; GOY, J. L.; HOYOS, M., & ZAZO C. (1983): «Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera», *Tecniterrae*, 51, págs. 32-42.
- CALDERÓN y ARANA, S. (1884a): «Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España», *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13, págs. 1-50.
- CALDERÓN y ARANA, S. (1884b): «Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios en España», *Bol. Inst. Libre Enseñanza*, 8, Madrid.
- CAPOTE, R. (1983): «La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central», *Libro Jubilar J. M. Ríos*, 1, págs. 467-476.
- CAPOTE, R. (1985): «Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica», *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 79 (4), págs. 511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., & FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981): «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español», *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 455-470.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., & FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1983): «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica», *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 76 (2), págs. 313-331.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., & FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., & VEGAS, R. (1977): «The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif», *Est. geol.*, 33 (4), págs. 343-356.
- CAPOTE, R., & FERNÁNDEZ CASALS, M. S. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central», *Bol. Geol. Min.*, 86 (6), págs. 581-596.
- CAPOTE, R.; PEREJÓN, A., & VILAS, L. (1981): «Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alamedaa (provincia de Madrid, Sistema Central Español)», *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 625-632.
- CAPOTE, R., & VEGAS, R. (1968): «El Paleozoico de los alrededores de Avila», *Est. geol.*, 24, págs. 181-189.
- CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J. M., & VICENTE, G. DE (1987): «Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico», *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 305-314.
- CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; PEINADO, M., & VILLASECA, C. (en prensa): «Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion». Enviado a *European Geotraverse*, 1988.
- CASQUET, C., & NAVIDAD, M. (1985): «El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate», *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 79 (4), págs. 523-548.

- CASQUET, C., & TORNOS, F. (1981): «Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)», *Cuad. Geol. Ibé.*, 7 págs. 135-150.
- CENTENO, J. D. (1983): «Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)», Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-125.
- CENTENO, J. D.; PEDRAZA, J., & ORTEGA, L. I. (1983): «Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.*, 81 (3-4), págs. 153-171.
- CORCHO, N.; RODRÍGUEZ, F. (1976): «Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid-Guadalajara)», *Bol. Serv. Geol. MOPU*, 40, págs. 1-189.
- CRUSAFONT, M.; GINSBURG, L., y TRUYOLS, J. (1962): «Mise en évidence du Sannoisien dans la haute vallée du Taje (Espagne)», *C. R. Acad. Sc. Paris*, 255, págs. 2155-2157.
- CRUSAUFONT, M.; MELÉNDEZ, B., y TRUYOLS, J. (1969): «El yacimiento de vertebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara) y su significado cronoestratigráfico», *Estudios geol.*, 16, págs. 234-254.
- DAVIS, W. N. (1989): «The geographical cycle», *Geographical Journal*, 14, págs. 481-504.
- DE LA ROCHE, H.; STUSSI, J. M., & CHAURIS, L. (1980): «Les granites a deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de correlations geoquímiques appuyés sur une banque de données (Implications petrologiques et metallogéniques)», *Sci. de la Terre*, 84, págs. 5-121.
- DELGADO, J. (1986): «Estudio estructural de las formaciones metamórficas de El Vellón-Pedrezuela. Sistema Central», Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.
- DELGADO PASTOR, J., & CAPOTE VILLAR, R. (1988): «Principales aspectos de la deformación hercínica en el macizo metamórfico de El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central Español)», *Comun. 2.º Congr. Geol. España*, 2, págs. 119-122.
- DEBON, F., & LEFORT (1983): «A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and their associations», *Trans. Royal Soc. Edimburgh Earth Sci.*, 73, págs. 135-149.
- DIÉGUEZ M. C. (1986): «Nuevo yacimiento de flora albense en la vertiente Sur de la Sierra de Guadarrama. Soto del Real (Madrid)», *Est. geol.*, 42 (4-5), págs. 361-364.
- DUNHAM, R. J. (1962): «Classification of carbonate rocks according to depositional texture», en «Classification of Carbonate Rocks», *Am. Ass. Petrol. Mem.*, 1, págs. 108-121.
- EL BOUSEILY, A. M., & EL SOKKARY, A. A. (1975): «The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks», *Chem. Geology*, 16, págs. 207-219.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): «Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera», *Stv. Geol. Salm.*, 7, págs. 87-106.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1976): «Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español)», Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-305.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1915): «Monografía geológica del Valle de Lozoya», *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 12, págs. 1-100.
- FICHER, R. (1984): «Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel», *Dr. A. Pettermanss Mitteil.*, 40, 249-259 y 277-285.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., & PEINADO, M. (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español», *Bol. Geol. Min.*, 85, págs. 595-600.
- FUSTER, J. M., & FEBREL, T. (1959): «Torrelaguna (509)», *Mapa Geol. Esp.* 1:50.000 (1.ª Serie), IGME.
- GARZÓN, M. G. (1980): «Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica», Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.
- GARZÓN, M. G., & LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1978): «Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central», *Est. geol.*, 34, págs. 571-575.
- GARZÓN HEYDT, M. G.; PEDRAZA GILSANZ, J., & UBANELL, A. G. (1982): «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama)», *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. de Madrid*, 76, págs. 475-496.
- GÓMEZ PORTER, P. (1984): «Nota sobre la macroflora del Cretácico Superior del embalse de El Vellón», *COL-PA*, 39, págs. 61-64.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L. M., & NAVIDAD, M. (en prensa): «Estructura y metamorfismo del Macizo de El Vellón-Pedrezuela (Dominio Occidental de la Sierra de Guadarrama)», *X Reunión de Geología y Minería del NO Peninsular. O Castro (A Coruña)*, 1988.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; MACAYA, J., & ALVAREZ, F. (1988): «Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinforme de Majaerayo y su relación con la Falla de Berzosa», *Geogaceta*, 4, págs. 11-14.
- GONZÁLEZ DEL TANAGO, J. (1981): «Estudio de las pegmatitas del Macizo de San Pedro y de sus formaciones encajantes», Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-175.
- GONZÁLEZ DEL TANAGO, J. (1985): «Las pegmatitas graníticas de San Pedro. Sistema Central Español», *V Reunión cient. de la Soc. Esp. Mineral*, Murcia.
- GONZÁLEZ DEL TANAGO, J., & BELLIDO, F. (1981): «Estudio de los granitos de dos micas y del cortejo pegmatítico asociado en las inmediaciones del Cerro de San Pedro (Madrid)», *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 295-308.

GUTIÉRREZ ELORZA, M., & RODRIGUEZ VIDAL, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central», *Bol. Geol. Min.*, 89 (2), págs. 109-113.

HEIM, R. C. (1953): «Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain», Tesis. Min. Geol. Insti. Rij. Univ. Utrecht, págs. 1-66.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923): «Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica», *Asoc. Esp. Prog. Cienc. Congr. Salamanca*, 2, págs. 119-134.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1930): «Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal de Isabel II», *Mem. Canal Isabel II*, págs. 153-164.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932): «Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32, págs. 455-460.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1962): «La formación o depósitos de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña», *Est. Geol.*, 18 (1-2), págs. 75-88.

HERNÁNDEZ PACHECO, F.; ALBERDI, M. T., y AGUIRRE, E. (1969): «Proceso formativo y época de la Sierra de Guadarrama», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 67, págs. 225-237.

HERNÁNDEZ RODERO, M. F. (1989): «Evolución morfosedimentaria de la fosa de Guadalix-Re-
dueña. Neógeno Cuaternario», Tesis de Licenciatura, 126 págs.

HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J. M.; RAMÍREZ, A., y SÁNCHEZ-PORRO, J. (1985): «El Mioceno de Madrid», en ALBERDI, M. T. (Coord.): *Geología y paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid*, Mus. Nac. Cc. Nat., CSIC, págs. 7-16.

HUERTAS, M. J. (1986): «Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama», *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, págs. 245-260.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, V.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., & CASQUET, C. (1986): «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)», *Intern. Conf. Iber. Terranes. Proj.*, 233, pág. 31.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, V.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., & CASQUET, C. (1986): «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)», *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Mazico Hespérico*, libro homenaje a L. C. García Figuerola, págs. 377-384.

IGME (1981): «Investigación Infraestructural Hidrológica del Sistema núm. 11». Cuenca del Duero.

JULIVERT, M.; FONBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., & CONDE, L. (1972): «Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares», IGME.

JUNCO AGUADO, F., y CALVO SORANDO, J. P. (1983): «Cuenca de Madrid», en COMBA, J. A. (Coord.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, IGME 2, págs. 534-543.

KILMURRAY, J. O. (1978): «Distena relictas en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español», *Est. geol.*, 34, págs. 359-362.

LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A., & IGLESIAS, M. (1985): «Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons», *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, págs. 325-337.

LA ROCHE, H. DE (1976): «Sur la contribution des données chimiques à une systématique générales des roches ignées. Avec, en appendice "A diagram for a chemical classification of gneous rocks referred to their mineral content", *Scie. de la Terre*, 21, págs. 17-35.

LA ROCHE, H. DE (1976): «Granites chemistry through multicationic diagrams», *Scie de la Terre Ser. Inf. Geol.*, 13, págs. 65-88.

LAZARO OCHAITA, I. (1976): «Estudio Geomorfológico de la Cuenca del río Guadaliz (Evolución Neógeno-Cuaternaria)». Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

LAZARO, I. (1977): «Estudio Geomorfológico de la Cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario)», *Est. geol.*, 33 (2), págs. 101-117.

LEVEQUE (1984): In «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique». ALLEGRET & IGLESIAS PONCE DE LEÓN: «11ème Reunion des Sciences de la Terre», Clermont-Ferrand, 1986, *Soc. Geol. Fr. Ed. Paris*.

LEVEQUE & LANCELOT, J. R. (1985): In «Nouveau témoin, d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique». «11ème Reunion des Sciences de la Terre», Clermont-Ferrand, 1986, *Soc. Geol. Fr. Ed. Paris*, LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C., y TORRES, T. (1987): «Approach to the Spanish continental Neogene Synthesis and Paleoclimatic Interpretation», *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 70, págs. 383-391.

LÓPEZ RAMOS, C. (1980): «Petrogénesis de los materiales metamórficos y plutónicos de la región de El Vellón-Pedrezuela, El Molar (Guadarrama Meridional Oriental)», Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.

LÓPEZ RAMOS, C., & NAVIDAD, M. (1981): «El metamorfismo del sector de El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central Español)», *Acta Geol. Hisp.*

LÓPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A., & GARCÍA CACHO, L. (1975): «El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español», *Mem. IGME*, 86, págs. 1-127.

LÓPEZ VERA, F. (1977): «Modelo de sedimentación de los materiales detríticos de la Fosa de Madrid», *Tecniterrae*, 18, págs. 64-69.

LOTZE, F. (1945): «Eipige Probleme des Iberischen Meseta», *Geotekt. Forsch.*, 6, págs. 1-12.

MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., & ALVAREZ, F. (en prensa): «Continuos deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the hercynian Orogen and their relationships with structures in the mesatseimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)». Enviado a *Tectonophysics*.

MARTÍN SERRANO, A. (1986): «El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de

- evolución geomorfológica del borde Hespérico», Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 517 págs.
- MARTÍNEZ, E. (1973): «Deformación y Metamorfismo en la zona de Sanabria», *Studia Geol. Salm.*, 5, págs. 7-106.
- MEGÍAS, A. G.; ORDÓÑEZ, S., y CALVO, J. P. (1983): «Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la cuenta de Madrid», *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1, págs. 163-191.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E., & FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972): «L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol)», *Rev. Fac. Sci. Lisboa*, 2 g 17, págs. 345-365.
- MENÉNDEZ AMOR, J. (1952): «Un nuevo yacimiento de plantas fósiles», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 50, págs. 131-132.
- NAVIDAD, M. (1978): «Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico», Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-235.
- NAVIDAD, M. (1978): «Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nor-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico», *Est. geol.*, 34, págs. 511-528.
- NAVIDAD, M. (1979): «Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental)», *Est. geol.*, 35, págs. 31-48.
- NAVIDAD, M., & LÓPEZ RAMOS, C. (1981): «Los ortogneises de "El Vellón-Pedrezuela" (Sistema Central Español)», *Est. geol.*, 37, págs. 97-1087.
- NAVIDAD, M., & PEINADO, M., (1977): «Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)», *Stv. Geol. Salm.*, 12, págs. 137-159.
- NODAL RAMOS, M. T., & AGUEDA VILLAR, J. A. (1976): «Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo», *Est. geol.*, 32 (1), págs. 115-120.
- OCHOA, G. (1976): «Estudio geológico del macizo metamórfico de San Pedro (Madrid)», Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, págs. 1-224.
- PEDRAZA J. DE (1978): «Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)», Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-459.
- PEINADO, M. (1973): «Evolución metamórfica en el Macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)», Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-199.
- PEINADO, M. (1973): «Los ortogneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico».
- PEINADO, M., & ALVARO, M. (1981): «Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español)», *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 201-216.
- PENK, W. (1972): «Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology», Hafner P. C., 430 págs. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1954 por Macmillan and Co., Londres) (Trabajo original en alemán, publicado en 1924).
- PORTERO, J. M., & AZNAR, J. M. (1984): «Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)», *I Congr. Esp. Geol.*, 3, págs. 253-263.
- PORTERO, J. M., y OLIVÉ, A. (1983): «El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra», en COMBA, J. A. (Coord.): «Libro Jubilar J. M. Ríos», *Geología de España*, IGME, 2, págs. 527-534.
- PRADO, C. DE (1984): «Descripción física y geológica de la provincia de Madrid», Junta General de Estadística, Madrid, págs. 1-219.
- RACERO, A. (1988): «Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo», *II Congr. Geol. de España. Simp.*, págs. 213-222.
- RAMSAY, J. G. (1967): «Folding and Fracturing of Rocks». McGraw-Hill Book Company.
- RUBIO, J. C. (1984): «La morfología glaciar de la Sierra de La Nava (Macizo de Gredos)», Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-182.
- SACRISTÁN MARTÍN, M. A. (en prensa): «Nuevos datos sobre la fauna de mamíferos y la edad del yacimiento Oligoceno de Los Barros (Ávila)», *Bioeventos y sucesiones faunísticas en el Terciario Continental Ibérico*. Coll. homenaje a R. Adrover. Sabadell, 1988.
- SCHMIEDER, O. (1915): «Die Sierra de Gredos». *Mitteil d. Geogr. Gesellsdr.* München 10, págs. 1-60. Erlangen (Trad. de C. VIDAL VOX, en *Est. geogr.*, 52, págs. 441-440, y 53, págs. 629-653, 1953).
- SCHWENZNER, J. E. (1937): «Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands», *Geogr. Abh.*, 3 Rei Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL VOX, en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, págs. 121-147. 1943).
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L. G., & PORTUGAL FERRERIRA, M. (1988): «Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico», *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L. C. García Figuerola, págs. 69-86.
- SERRANO PINTO, M., & GIL IBARGUCHI, I. (en prensa): «Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico-castellana».
- SESÉ, C.; LÓPEZ, N., y HERRAEZ, E. (1985): «Micromamíferos (Insectívoros, Roedores y Lagomorfos) de la provincia de Madrid», en ALBERDI, M. T. (Coord.): *Geología y paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid*, Mus. Nac. Cc. Nat., CSIC, págs. 29-39.
- SOLÉ SABARIS, L. (1952): *Geografía Física de España*, t. I, «Geografía de España y Portugal», de R. de Terán. Ed. Montanes y Simón, 500 págs. Barcelona.

- TINAO, J. M. (1976): «Realce de un accidente tectónico por la interrupción de una orla de granitos calcoalcalinos en el plutón de Navalafuente (Madrid)». *Est. geol.*, 32 (3), págs. 325-327.
- TINAO, J. M. (1976): «Nota sobre el enclave neísico del Arroyo de La Tejada (Guadarrama meridional)», *Est. geol.*, 32 (6), págs. 587-590.
- TORNOS, F. (1981): «Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)», Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-152.
- UBANELL, A. G. (1981): «Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español», *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 591-606.
- UBANELL, A. G. (1981): «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español», *Cuad. Geol. Iber.*, 7 págs. 607-624.
- VAUDOUR, J. (1977): «Contribution a l'étude Géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride, la région de Madrid, alteration, sols et paléosols (resumen)», Tesis Doctoral. Univ. d'Aix-Marseille.
- VAUDOUR, J. (1979): «La région de Madrid. Alterations, sols et paléosols. Contribution a l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne sémi-aride», Ed. Ophrys, 390 págs.
- VEGAS, R. (1968): «Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura», *Est. geol.*, 24, págs. 85-89.
- VIALETE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., & VILLASECA, C. (1986): «Orogenic granitic magmatism of prehercinian age», *Terra Cognita*, ICOG 6 meetin 6 (2) 1606 págs.
- VIALETE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., & VILLASECA, C. (1986): «Geochronogological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (spanish Central System)», *Neues Jarh.*
- VICENTE, G. DE (1988): «Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica», Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid. Inédita.
- VILLASECA, C. (1983): «Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama», Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-331.
- VILLASECA, C. (1985): «Los granitos de la Sierra de Guadarrama», *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Natu.*, 79 (4), págs. 573-587.
- VILLASECA, C. (1985): «Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia», *Est. geol.*, 41, págs. 11-15.
- WAARD, D. (1950): «Paligenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain», *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23, págs. 51-56 (Trad. A. San Miguel) (1953). «Estructuras paligenéticas en los gneises de la Sierra de Guadarrama», *Pub. Extr. Geol. Esp.*, 7, págs. 267-285.